

**Geologie des Falten- und Tafeljura zwischen Aare und Wittnau
und Betrachtungen zur Tektonik des Ostjura
zwischen dem Unteren Hauenstein im W und der Aare im E**

Mit 2 Profilen und Fossillisten der Murchisonaeschichten
der Umgebung von Frick von Prof. Dr. F. Lieb

INAUGURAL-DISSERTATION
zur Erlangung der philosophischen Doktorwürde
vorgelegt der Philosophischen Fakultät II
der Universität Zürich

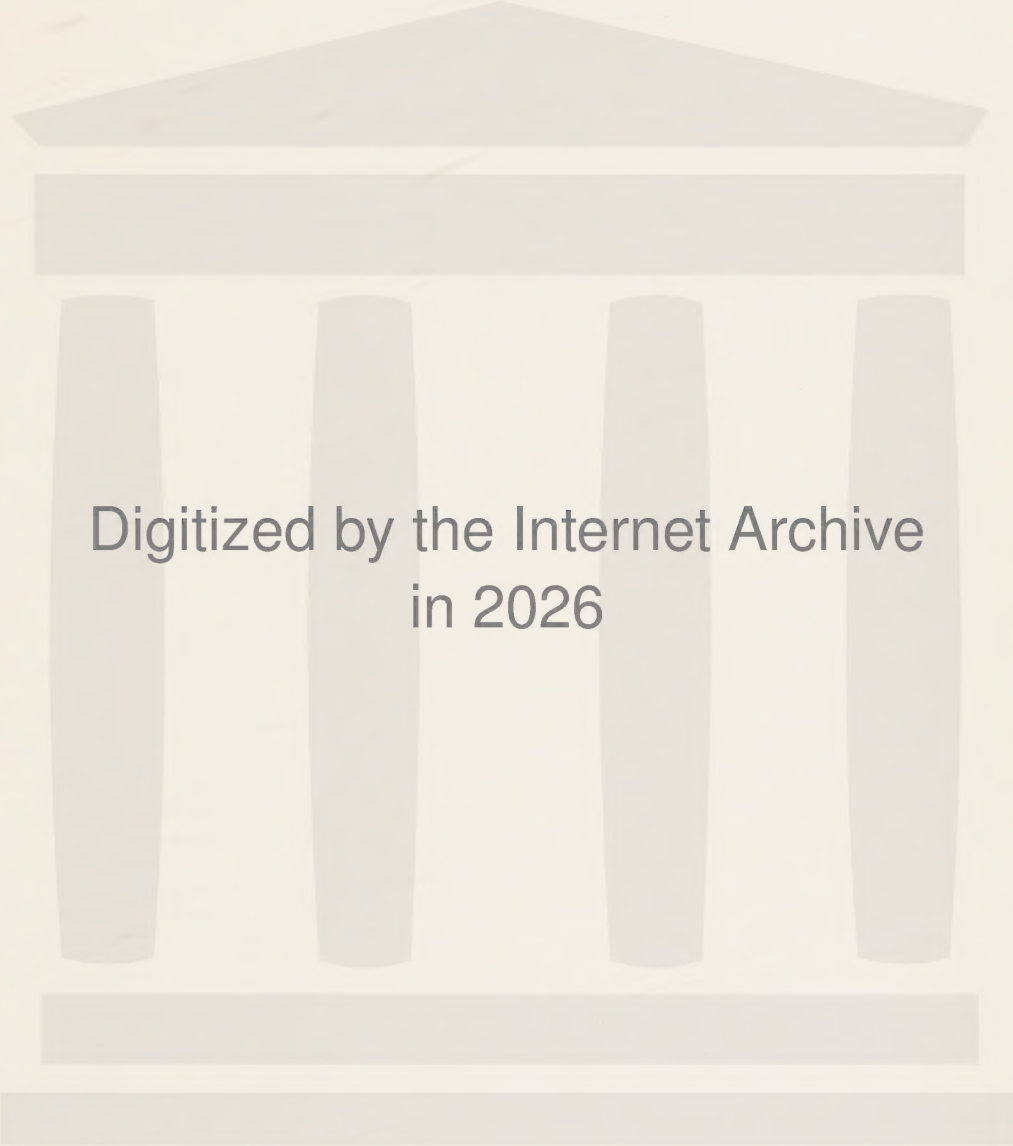
von

FRANZJOSEF GSELL
aus Oberrohrdorf AG

begutachtet von
Herrn Prof. Dr. R. Trümpy

1968 Zürich

Offsetdruck Zimmermann, Uster



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41507221_0065

**Geologie des Falten- und Tafeljura zwischen Aare und Wittnau
und Betrachtungen zur Tektonik des Ostjura
zwischen dem Unteren Hauenstein im W und der Aare im E**

Mit 2 Profilen und Fossillisten der Murchisonaeschichten
der Umgebung von Frick von Prof. Dr. F. Lieb

INAUGURAL-DISSERTATION
zur Erlangung der philosophischen Doktorwürde
vorgelegt der Philosophischen Fakultät II
der Universität Zürich

von

FRANZJOSEF GSELL
aus Oberrohrdorf AG

begutachtet von
Herrn Prof. Dr. R. Trümpy

1968 Zürich

Offsetdruck Zimmermann, Uster

VORWORT

Die vorliegende Arbeit wurde im Herbst 1961 unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. R. Trümpy begonnen. Im wesentlichen waren die Feldarbeiten 1964 abgeschlossen.

Die Belegstücke sind, wie auch ein Manuskriptband der nicht detailliert beschriebenen Profile, am Geologischen Institut der ETH und Universität Zürich deponiert.

Als topographische Unterlage für die Kartierung wurden entsprechende Uebersichtspläne der Kantone Aargau, Baselland und Solothurn verwendet. Tektonisch komplizierte Gebiete wurden zudem im Massstab 1:5 000 aufgenommen.

Mein besonderer Dank gilt meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. R. Trümpy, für sein Interesse am Gedeihen dieser Arbeit, seine aufbauenden Hinweise und wertvollen Ratschläge. Herr Prof. Dr. R. Hantke unterstützte mich vor allem bei der Bearbeitung des Quartärs und lieferte mir manchen nützlichen Ratschlag zur Gestaltung dieser Arbeit.

Mit meinen Studienkollegen, vor allem mit R. Gygi, dem ich auch die Bestimmung der Oxfordian-Ammoniten verdanke, und C. Colombi, konnte ich viele Probleme diskutieren.

Folgenden Herren danke ich für die Bestimmung von Fossilien: Dr. M. Millioud (Effinger-Mikroorganismen), Dr. H. Rieber (Ammoniten des Unteren Dogger), Dr. F. Woltersdorf (einige Ammoniten des oberen Dogger) und Dr. Zingg (Liasfossilien). Herr Prof. Dr. F. Lieb stellte mir 2 Profile und Fossilisten der Murchisonaeschichten im Manuskript zur Verfügung. Die Studiengesellschaft für die Nutzbarmachung schweizerischer Erzlagerstätten, und besonders Herr Prof. Dr. E. Niggli als deren Geschäftsleiter, gewährten mir Einblick in die Manuskripte und in einen Teil der Bohr- und Schürfaufnahmen besonders von A. Amsler. Die übrigen Bohr- und Schürfprofile konnte ich bei den Jurabergwerken AG in Herznach einsehen. Der Leitung der Dachziegelwerke in Frick verdanke ich die erhaltene Einsicht in die geologischen Aufnahmen ihrer Bohrkampagnen. Die Motor-Columbus AG & Co. Baden stellte mir die Akten aus der Projektionszeit des Kraftwerkes Olten-Gösgen zur Verfügung.

Mein grösster Dank gilt aber meiner Mutter. Ihr und meiner Frau sei diese Arbeit gewidmet.

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort	3
Einleitung	
Zusammenfassung	9
Literaturverzeichnis	11
Verzeichnis der geologischen Karten	16
Topographische Orientierung	17
Geologische Situation	17
Historisches	17
Stratigraphie	
Trias	
I Muschelkalk	19
A Mittlerer Muschelkalk	19
1. Anhydritschichten	19
2. Mergelschichten	20
3. Anhydritdolomit	20
B Oberer Muschelkalk	22
1. Trochitenkalk	28
2. Plattenkalk	29
3. Trigonodusdolomit	29
4. Lettenkohle	30
II Keuper	31
A Gipskeuper	32
B Mittlerer Hauptkeuper	32
1. Schilfsandsteinschichten	32
2. Untere bunte Mergelschichten	32
3. Gansingerdolomit	32
4. Obere bunte Mergelschichten	33
Jura	
I Lias	37
1. Insektenmergel	37
2. Angulatenschichten	38
3. Arietenkalk	38
4. Obtusus- oder Turneri-Tone	39
5. Obliquaschichten	39
6. Jamesoni- bis Spinatumschichten	39
7. Posidonienschiefer	39
8. Jurensismergel	40
II Dogger	42
A Unterer Dogger	43
1. Opalinuston	43
2. Murchisonaesichten	43
3. Sowerbyischichten	51
4. Sauzeischichten	52
5. Humphriesischichten	52
6. Blagdenischichten	54
B Mittlerer Dogger	55
1. Acuminataschichten	55
2. Unterer Hauptrogenstein	56
3. Maeandrinaschichten	56
4. Mittlerer Hauptrogenstein	56
5. Homomyenmergel	56
6. Oberer Hauptrogenstein	57
C Oberer Dogger	60
1. Spatkalk	60

2. Varianssschichten	61
3. Macrocephalusschichten	64
4. anceps- athleta- lamberti-Schichten	66
III Malm	68
1. mariae- cordatum-Schichten	68
2. Birmenstorferschichten	69
3. Effingerschichten	70
4. Geissbergsschichten	72
5. Crenularisschichten	74
6. Wangenerschichten	74
a Argovische Fazies	76
b Keltische Fazies	76
Tertiär	
I Eozän	77
II Oligozän	78
III Miozän	78
A Helvetian	78
1. Albsteinartige Bildungen	78
2. Helicidenmergel	78
B Tortonian	79
Quartär	
I Pleistozän	86
A Beschreibung der Pleistozänablagerungen	86
1. Verzeichnis der Geröllentnahmestationen	86
2. Schotter der grössten Vergletscherung	87
3. Moränen der grössten Vergletscherung	89
4. Löss	93
5. Niederterrassenschotter	93
B Geröllstudien: Untersuchungsmethoden	95
1. Beschreibung der Sammelstationen	95
2. Geröllentnahme	96
3. Geröllform	96
4. Rundungsgrad der Gerölle	96
5. Lithologische Bestimmung	98
6. Pollenanalyse	98
C Geröllstudien: Auswertung und Resultate	98
1. Geröllformdiagramme	98
2. Rundungsdiagramme	99
3. Lithologische Ergebnisse	102
4. Pollenanalyse	105
5. Zusammenfassung	105
II Holozän	105
1. Bergsturzmassen, Blockschutt	106
2. Rutschungen, Sackungen	106
3. Gehängeschutt	106
4. Bachschutt, Alluvionen	107
5. Eluvialböden	107
6. Quelltuffe, Kalksinter	107
7. Künstliche Auffüllungen	107
Tektonik	
I Tektonische Beschreibung des Kartierungsgebietes	109
A Tafeljura	109
1. Tafeljura s.s.	109
a Verwerfungen	109
b Alter der Verwerfungen	110
2. Vorfaltenzone und aufgeschürfte Massen	110

a	SW-Ende des Chlapfen	111
b	Störungen NW des Chlapfen	111
c	Aufgeschürfte Massen	111
B	Faltenjura	112
1.	Schuppenzone	112
a	Verlauf der Hauptüberschiebung	112
b	Muschelkalkzone S Oltingen - Kienberg	113
c	Muschelkalkzone S Kienberg - Oberhof	114
2.	Faltenjura s. s.	117
a	Geissflue - Wasserflue-Synklinale	117
b	Leutschenberg-Antiklinale	117
c	Burgflue - Aarauer-Synklinale	118
d	Hauenstein - Gugen-Antiklinale	120
e	Aaretal-Synklinale	120
II	Betrachtungen zur Tektonik des Ostjura zwischen dem Unteren Hauenstein im W und der Aare im E	121
A	Historischer Ueberblick	121
B	Einleitung	121
C	Tektonische Uebersicht	121
1.	Gefalteter Tafeljura und aufgeschobene Massen	122
2.	Der Faltenjura	124
a	Hauenstein - Gugen-Antiklinale	124
b	Burgflue - Falkenboden-Mulde	124
c	Leutschenberg - Rüt matt-Aufschiebung	125
d	Rüt flue - Aarauer-Synklinale	125
e	Leutschenberg-Antiklinale	126
f	Geissflue - Wasserflue-Synklinale	126
g	Bänkerjoch-Antiklinale	126
h	Chli Wolf - Staffelegg-Mulde	126
i	Aemmet - Bernhalden-Zug	127
k	Lias- Keuper-Tektonik der Staffeleggegend	127
l	"Synklinale" Asperstrihen - Herzberg	127
m	Muschelkalkzug von Asp	128
n	Thalheimer-Synklinale	128
o	Schuppenzone Strihen - Würz - Chalm	130
p	Grund - Birrfeld-Synklinale	130
q	Schuppenzone Dreierberg - Bözenegg	131
D	Bemerkungen zum Ablauf und zur tektonischen Bewegung der Jurafaltung	132
1.	Probleme der Tektonik und der Oberfläche des Sockels	132
a	Konstanz der Schichtstärke	132
b	Neigung des überschobenen Tafeljura	134
c	Lage und Form des Tafeljurasüdrandes	134
2.	Präpliozäne Tektonik	134
3.	Pliozäne Tektonik	135

EINLEITUNG

ZUSAMMENFASSUNG

In einem ersten Teil wird die Stratigraphie und Tektonik des Arbeitsgebietes behandelt, basierend auf einer Neukartierung 1:10 000, im tektonisch komplizierten Schuppenzonenbereich z.T. 1:5 000. Zweitens wird als Zusammenfassung von unpublizierten Diplomarbeiten an der ETH und der Universität Zürich ein Ueberblick über die Tektonik des östlichen Jura gegeben.

STRATIGRAPHIE

Da die Aufschlussverhältnisse z.T. dürftig sind, mussten für einen Ueberblick über den stratigraphischen Gesamtaufbau teilweise Profile aus benachbarten Gebieten zu Hilfe gezogen werden.

Trias: hervorzuheben ist das Vorkommen von Saurierresten in den Oberen bunten Mergelschichten im Keuperprofil von Frick.

Für den Lias konnte an Hand von Bohrungen gezeigt werden, dass er sich gegen N (Region Frick) bis zu 50 m mächtig entwickelt, also eine bedeutend grössere Stärke erreicht, als bis heute angenommen wurde.

Dank den Profilen und Fossilisten von F. LIEB konnten im bearbeiteten Tafeljuraabschnitt die Murchisonaeschichten des Unteren Dogger in Zonen gegliedert werden. In einem Profil N der Wasserflue konnte auch der höhere Teil des Unteren Dogger zusammenhängend erfasst werden.

Die Totalmächtigkeit des Hauptrogensteins von ca. 90 m zeigte eine Bohrung W Wölflinswil. Movelierschichten lassen sich im ganzen Gebiet nicht feststellen, so dass Spatkalk direkt auf oberem Hauptrogenstein zu liegen scheint. Das Callovian unterliegt starken Mächtigkeits- und Fazieschwankungen. Der Kornbergsandstein im Tafeljura E des Untersuchungsgebietes vermergelt gegen W, und gegen S reduziert sich die Stärke der Macrocephalusschichten bis auf 35 cm. Zahlreiche Bohrungen erlauben eine lithologische Detaillierung des oberen Callovian und unteren Oxfordian.

Während des Tertiärs wurden im Tafeljuragebiet dieser Arbeit nur miozäne Sedimente abgelagert. Der überwiegende Teil davon ist in Süsswasserfazies ausgebildet. Die tortone Nagelfluh setzt erst E und W des Untersuchungsgebietes ein. Bei diesen Süsswasserablagerungen ist vor allem darauf hinzuweisen, dass die darin auftretenden Süsswasserkalke nicht eine einheitliche Bildung darstellen, sondern lithologisch grosse und schnell wechselnde Differenzierungen aufweisen.

Besondere Beachtung erfuhr das Quartär. An Hand von Geröllanalysen konnten Kriterien zur Abtrennung der verschiedenen pleistozänen Bildungen gefunden werden.

TEKTONIK

Im eigentlichen Tafeljura konnten ausser dem bekannten Grabenbruch von Wölflinswil keine grösseren Störungen festgestellt werden.

Die vor der Stirn des Faltenjura liegenden Lias- und Keuperfetzen wurden als "aufgeschürfte Massen" bezeichnet und als ausgequetschte Reste eines überfahrenen Antiklinalkerns gedeutet.

Eine andere Interpretation erfuhren die "aufgeschobenen Massen" zwischen Densbüren und Wallbach S Villnachern. Sie werden als vom Tafeljurasüdrand abgescherte und durch die Stirn des Faltenjura nach N geschobene und teilweise überfahrene Komplexe betrachtet.

Ueber den Zusammenhang des Sprüselgewölbes W der Schuppenzone der Zig und des Chlapfen E davon lassen sich keine eindeutigen Aussagen machen.

Die Schuppenzone wurde vor allem im engeren Untersuchungsgebiet eingehend besprochen. SW von Kienberg ist diese Region hauptsächlich aus Muschelkalkschuppen aufgebaut, während SE davon meist aufgeschobene Synklinal- und Antiklinalelemente vorherrschen.

Die Geissflue - Wasserflue-Synklinale löst sich SE Zeglingen aus der Schuppenzone ab und komplettiert sich gegen E bis in den unteren Malm.

Als auffallendstes Charakteristikum dieses Abschnittes des Ostjura dominieren zwei hauptsächliche Strukturelemente das Landschaftsbild. Einerseits sind es W-E-Elemente, andererseits WNW-ESE gerichtete Strukturen. Letztere werden von uns für jünger als die Hauptaufschiebung, aber älter als die Aufschiebung der südlichen Randketten angesehen.

Die Problematik des Untergrundes des überschobenen Faltenjura (überschobener Tafeljura und Sockel) zeigt sich infolge der verschiedenen Interpretationsmöglichkeiten als recht komplex. Da pliozäne Sedimente fehlen, kann der Ablauf der eigentlichen Jurafaltung nur unter geometrisch-kinematischen Gesichtspunkten betrachtet werden.

LITERATURVERZEICHNIS

- AMSLER, A. (1915): Tektonik des Staffelegg-Gebietes und Betrachtungen über Bau und Entstehung des Jura-Ost-Endes. - *Eclogae geol. Helv.* 13/4.
- (1919): Eine geologische Exkursion über die Staffelegg. - *Mitt. Aarg. Natf. Ges.*, Heft 15.
 - (1922 a): Beziehungen zwischen Tektonik und tertiärer Hydrographie im östlichen Jura. - *Eclogae geol. Helv.* 16/5.
 - (1922 b): Zur Bildung der Eisenoolithablagerungen von Herznach und Wölflinswil. - *Eclogae geol. Helv.* 16/5.
 - (1926): Bemerkungen zur Juratektonik. - *Eclogae geol. Helv.* 20/1.
 - (1931): Geologische Arbeiten im Fricktaler Erzgebiet. - Manuskript im Depositum der Studiengesellschaft für die Nutzbarmachung schweizerischer Erzlagerstätten (z. T. veröffentlicht in FEHLMANN & RICKENBACH, 1962).
- BARTHOLET, H. U. (1963): Geologie des Tafel- und Faltenjuras zwischen Eptingen und Oltingen BL. - Inaug.-Diss. (gekürzte Fassung).
- (1964): Geologie des Tafel- und Faltenjuras zwischen Eptingen und Oltingen. - *Tätigkeitsber. Natf. Ges. Baselland*, Band 23.
- BAUMER, A. (1957): Geologische Untersuchungen im Aargau: Ost-Teil des Blattes Wölflinswil. - Unveröffentlichte Diplomarbeit ETH.
- BAUMBERGER, E. (1927 a): Stampische Bildungen der Nordwestschweiz und ihrer Nachbargebiete unter besonderer Berücksichtigung der Molluskenfaunen. - *Eclog. geol. Helv.* 20/4.
- (1927 b): Die Fauna der Silvanaschichten im Tafeljura der Kantone Baselland und Solothurn. - *Verh. Natf. Ges. Basel* 38.
- BLOESCH, E. (1910): Zur Tektonik des schweizerischen Tafeljura. - *N. Jahrb. f. Min. etc.*, Beilagebd. 29.
- BRÄNDLIN, E. (1911): Zur Geologie des nördlichen Aargauer Tafeljura zwischen Aare- und Fricktal. - *Verh. Natf. Ges. Basel*, 22/1.
- BRAUN, E., VON, (1953): Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Hochrheingebiet zwischen Zuzach und Eglisau. - *Eclogae geol. Helv.* 46/2.
- BRAUN, L. (1920): Geologische Beschreibung von Blatt Frick im Aargauer Tafeljura. - *Verh. Natf. Ges. Basel*, 31.
- BRÜCKNER, W. (1941): Ueber die Entstehung der Rauhwacken und Zellendolomite. - *Eclogae geol. Helv.* 34/1.
- BUGMANN, E. (1958): Eiszeitformen im nordöstlichen Aargau. - *Mitt. Aarg. Natf. Ges.*, 25.
- (1961): Beiträge zur Gliederung der risseiszeitlichen Bildungen in der Nordschweiz. - *Mitt. Aarg. Natf. Ges.*, 26.
- BUSER, A. (1952): Beiträge zur Geologie von Blatt Bözen im schweizerischen Tafeljura. - Diss. Univ. Zürich.
- BUXTORF, A. (1900): Ueber vor- oder altmiocaene Verwerfungen im Basler Tafeljura. - *Eclogae geol. Helv.* 6/2.
- (1901): Geologie der Umgebung von Gelterkinden im Basler Tafeljura. - *Beitr. z. Geol. K. d. Schweiz N. F.* 11.
 - (1907): Zur Tektonik des Kettenjuras. - *Ber. Vers. Oberrh. geol. Ver.*
 - (1910): Oberflächengestaltung und geologische Geschichte des nordschweizerischen Tafeljura. - *Eclogae geol. Helv.* 11/2.
 - (1911): Bemerkungen über den Gebirgsbau des Nordschweizerischen Kettenjura. - *Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges.* 63/3.
 - (1915): Bericht über den Besuch des Hauenstein-Basistunnels durch die Schweizerische Geolog. Gesellschaft am 13. 12. 1913. - *Eclogae geol. Helv.* 13/3.
 - (1916): Prognosen und Befunde beim Hauensteinbasis- und Grenchenbergstunnel und die Bedeutung der letzteren für die Geologie des Juragebirges. - *Verh. Natf. Ges. Basel*, 27.
 - & KOCH, R. (1920): Zur Frage der Pliozänbildungen im nordschweizerischen Juragebirge. - *Verh. Natf. Ges. Basel*, 31.
 - (1928): Ueber das oligocaene Alter der Verwerfungen im Schweizer Tafeljura. - *Eclogae geol. Helv.* 21/2.
 - (1938): Zur Altersfrage der Faltungsphasen im Kettenjura. - *Schweiz. Natf. Ges.*
- CELLIERS, J. B. (1907): Geologische Untersuchungen in der Umgebung von Eptingen, Baselland.

Inaug.-Diss., Freiburg i.Br.

- CLOOS, H. (1910): Tafel- und Kettenland im Basler Jura und ihre tektonischen Beziehungen nebst Beiträgen zur Kenntnis des Tertiärs. - N.Jahrb.f. Min. etc., Beilagebd.30.
- ERNI, A. (1910): Das Rhät im schweizerischen Jura. - Eclogae geol.Helv. 11/1.
- (1941): Zur Stratigraphie und Palaeontologie des oberen braunen Juras in der Gegend des unteren Hauensteins. - Eclogae geol.Helv. 34.
- FEHLMANN, H. & RICKENBACH, H. (1962): Die eisenhaltigen Doggererze der Schweiz. - In: Die Eisen- und Manganerze der Schweiz. Beitr.z.Geol.d.Schweiz. Geot.Serie, 13. Liefg., Bd. 7.
- GOLDSCHMID, H. (1965): Die Geologie des Faltenjuras zwischen Olten und Unterem Hauenstein. - Tätigkeitsber. Natf. Ges. Baselland, Bd. 24.
- GOUDA, H.G. (1962): Untersuchungen an Lössen der Nordschweiz. Geogr. Helv. Heft 3.
- GYGI, R. (1961): Geologie des Kestenbergs. - Unveröffentlichtes Manusk., Karte 1:5000 und Profile.
- & STUMM, F. (1965): Der untere Malm des Aargauer Jura. - Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. und Ing., 31, Nr. 8.
- HAAS, H. (1889-1891): Beiträge zur Kenntnis der jurassischen Brachiopodenfauna. - Schweiz. Pal. Abh. 16-18.
- HANTKE, R. (1959): Zur Altersfrage der Mittelterrassenschotter. Die riss/würm-interglazialen Bildungen im Linth-Rhein-System und ihre Aequivalente im Aare/Rhone-System. - Vjschr. Natf. Ges. Zürich, 104/1.
- (1961): Die Nordostschweiz zur Würm-Eiszeit. - Eclogae geol.Helv. 54/1.
- (1962): Zur Altersfrage des höheren und des tieferen Deckenschotter in der Nordschweiz. - Vjschr. Natf. Ges. Zürich, 107.
- (1965): Zur Chronologie der prähwürmeiszeitlichen Vergletscherungen in der Nordschweiz. - Eclogae geol.Helv. 58/2.
- HARTMANN, A. (1917): Chemische und geologische Verhältnisse der Quellen von Lostorf und anderer Mineralquellen des östlichen Juras. - Mitt. Aarg. Natf. Ges. 14.
- (1925): Die Mineral- und Heilquellen des Kantons Aargau. - Mitt. Aarg. Natf. Ges. 17.
- (1950): Der untere braune Jura des Aargaus als wichtigster zukünftiger Tonlieferant der Schweiz. - Mitt. Aarg. Natf. Ges. 23.
- HAUBER, L. (1960 a): Geologie des Tafel- und Faltenjuras zwischen Reigoldswil und Eptingen (Kanton Baselland). - Beitr. Geol. Karte d. Schweiz, N. F. 112. Liefg.
- (1960 b): Ueber das Tertiaer im nordschweizerischen Tafeljura. - Eclogae geol.Helv. 53/2.
- JÄCKLI, H., VON MOOS, A., SUTER, H. und ZIEGLER, M.: Geologischer Führer der Schweiz, Heft 6, Exkursion 27. - Wepf, Basel, 1966.
- HEIM, A. (1919): Geologie der Schweiz, Bd. 1, Molasseland und Juragebirge.
- HERB, R. (1957): Zur Fauna des Trigonodusdolomits im nördlichen Kanton Aargau. - Eclogae geol.Helv. 50/2
- HERZOG, P. (1956): Die Tektonik des Tafeljura und der Rheintallexur südöstlich von Basel. - Eclogae geol.Helv. 49/2.
- HOFMANN, F. & GYGI, R. (1961): Ein Vorkommen von Oberer Mariner Molasse am Kestenberg (Kanton Aargau). - Eclogae geol.Helv. 54/2.
- (1961): Vulkanische Aschen in den Helicitenmergeln des baslerischen, aargauischen und badi-schen Tafeljuras. - Eclogae geol.Helv. 54/1.
- HÜHNE, F., VON, (1899): Ein Beitrag zur Tektonik und zur Kenntnis der Tertiaerablagerungen im Schweizer Tafeljura. - Ber. Oberrhein. Geol. Ver. 32. Vers.
- HÜRZELER, J. (1939): Säugetierfaunulae aus dem oberen Vindobonien der Nordwest-Schweiz. - Eclogae geol.Helv. 32.
- (1946): Gesneropithec Peyerii nov. gen. nov. spec., ein neuer Primate aus dem Ludien von Gösgen (Solothurn). - Eclogae geol.Helv. 39/2
- JEANNET, A. (1951): Stratigraphie und Palaeontologie des oolithischen Eisenerzlagers von Herznach und seiner Umgebung. - In: Die Eisen- und Manganerze der Schweiz. Beitr.z.Geol.d. Schweiz. Geot. Serie, 13. Liefg., Bd. 5.
- JENNY, F. (1928): Die Fauna des Süsswasserkalkes von Diegten (Baselland). - Eclogae geol. Helv. 21/2.
- KRUMBEIN, W.C. (1941): Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. - Journ. of sedim. petrol., 2/2.

- LAUBSCHER, H. P. (1961): Die Fernschubhypothese der Jurafaltung. - *Eclogae geol. Helv.* 54/1.
- (1962): Die Zweiphasenhypothese der Jurafaltung. - *Eclogae geol. Helv.* 55/1.
- LEUTHARDT, F. (1920): Die Fossilien der Humphriesi-Schichten aus dem Hauensteinbasistunnel. - *Eclogae geol. Helv.* 16/1.
- (1922): Die Fossilien des oberen Doggers im Hauensteinbasistunnel. - *Eclogae geol. Helv.* 16/5.
- LIEB, F. (1945): Die Brachiopoden des mittleren Doggers des schweizerischen Juras und ihre stratigraphische Bedeutung. - *Tätigkeitsber. Natf. Ges. Baselland*, Bd. 15.
- (1951): Die Ammonitenhorizonte der Murchisonaeschichten des nordschweizerischen Juragebirges. - *Eclogae geol. Helv.* 44/2.
 - (1953): Neue Beiträge zur Erforschung der Ammonitenhorizonte der Murchisonaeschichten des schweizerischen Juragebirges. - *Eclogae geol. Helv.* 46/2.
 - (1954): Die Ammonitenhorizonte der Murchisonaeschichten des Aargauer Tafeljura westlich der Aare (in Zusammenarbeit mit W. BODMER). Vorläufige Zusammenfassung. - *Eclogae geol. Helv.* 47/2.
 - & BODMER, W. (1955): Die Ammonitenhorizonte der Murchisonaeschichten im Tafeljura des oberen Baselbiets und des Aargaus westlich der Aare. - *Eclogae geol. Helv.* 48/2.
 - (1957): Die Ammonitenhorizonte des Aalenien und unteren Bajocien im Tafeljura des oberen Baselbietes und des Aargaus. - *Eclogae geol. Helv.* 50/2.
- LINIGER, H. (1925): Die Tertiaerbildungen des Delsberger Beckens und seiner nördlichen Umgebung. - *Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz*, N. F. 55. Liefg., 4.
- (1953): Zur Geschichte und Geomorphologie des nordschweizerischen Juragebirges. - *Geogr. Helv.* 8/4.
 - (1964): Beziehungen zwischen Pliozän und Jurafaltung in der Ajoie. - *Eclogae geol. Helv.* 57/1.
- MANDY, J. T. (1907): Geologische Untersuchungen in der Umgebung des Hauensteintunnels, Schweizer Jura. - *Inaug.-Diss.*, Freiburg i. Br.
- MAUBEUGE, P. L. & LIEB, F. (1950): Sur la chronologie de l'Aalénien-Bajocien suisse. - *C. r. des séances de l'Acad. Sci.* 231.
- (1955): Les ammonites aaléniennes, bajociennes et bathoniennes de Jura suisse. - *Septentrionale 1. partie. Schweiz. Pal. Abh.* 71.
- MERIAN, P. (1852): Ueber den Aargauischen Jura. - *Verh. Natf. Ges. Basel*, 10.
- MERKI, P. (1958): Geologische Untersuchungen im Aargauer Jura: Blatt Aarau, östlicher Teil. - Unveröffentlichte Diplomarbeit ETH.
- (1960): Der Obere Muschelkalk im östlichen Schweizer Jura. Zusatzband: Lithostratigraphische Detailprofile zur Promotionsarbeit. - Im Depositum der Bibliothek des geol. Inst. ETH.
 - (1961): Der Obere Muschelkalk im östlichen Schweizer Jura. - *Eclogae geol. Helv.* 54/1.
- MOHLER, W. (1935): Geologisches vom Tiersteinberg. - "*Argovia*", *Jahresschr. d. Hist. Ges. d. Kantons Aargau*, Bd. 47.
- (1936): Geologische Beobachtungen auf dem Horn bei Wittnau. - *Tätigkeitsber. Natf. Ges. Baselland*, Bd. 10.
 - (1938): Micropalaeontologische Untersuchungen in der nordschweizerischen Juraformation. - *Abh. Schweiz. Pal. Ges.*, 60.
- MÖSCH, C. (1857): Das Flözgebirge im Kanton Aargau. - *Denkschr. Schweiz. Natf. Ges.*, 15.
- (1867): Der Aargauer Jura und die nördlichen Gebiete des Kantons Zürich. - *Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz*, 7. Liefg.
 - (1874): Der südliche Aargauer Jura und seine Umgebung. - *Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz*, 10. Liefg.
- MOUSSON, A. (1840): Geologische Skizze der Umgebung von Baden. - Zürich.
- MOSER, S. (1958): Studien zur Geomorphologie des zentralen Aargaus. - *Inaug. Diss.*, Univ. Basel.
- (1958): Geomorphologische Uebersichtskarte des zentralen Aargaus. - *Mitt. Aarg. Natf. Ges.* 25.
- MÜHLBERG, F. (1869): Ueber die erratischen Bildungen im Aargau und in den benachbarten Teilen der angrenzenden Kantone. Ein Beitrag zur Kenntnis der Eiszeit. - *Festschr. Aarg. Natf. Ges.*
- (1876): Ueber den Bau des Aargauerjura. - *Verh. Schweiz. Natf. Ges.*
 - (1878): Zweiter Bericht über die erratischen Bildungen im Aargau. - *Mitt. Aarg. Natf. Ges.*, 1.
 - (1882): Uebersicht der Steinkohlenbohrversuche im Aargau. - *Mitt. Aarg. Natf. Ges.*, 3.

- MÜHLBERG, F. (1885): Die heutigen und früheren Verhältnisse der Aare bei Aarau. - Beigabe z. Progr. d. aarg. Kantonsschule in Aarau.
- (1889): Kurze Skizze der geologischen Verhältnisse des Bözbergtunnels, Hauensteintunnels, des projektierten Schafmattunnels und des Grenzgebietes zwischen Ketten- und Tafeljura überhaupt. - *Eclogae geol. Helv.* 1/5.
 - (1892): Kurze Schilderung des Gebietes der Exkursionen der Oberrheinischen Geologischen Gesellschaft vom 22. bis 24. April 1892 im Jura zwischen Aarau und Olten und im Diluvium bei Aarau. - *Eclogae geol. Helv.* 3/3.
 - (1893): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in das Gebiet der Verwerfungen, Ueberschiebungen und Ueberschiebungsklippen im Basler und Solothurner Jura vom 7. bis 10. Sept. 1892. - *Eclogae geol. Helv.* 3/5.
 - (1894): Geologische Exkursion im östlichen Jura und aargauischen Quartaer. - *Livret-guide géol. dans le Jura et dans les Alpes de la Suisse.*
 - (1894): Bericht über die Exkursion V im östlichen Jura und im aargauischen Quartaer. - *Compte-rendu du Congrès géol. intern. 6^e session 1894, Zürich.*
 - (1896): Der Boden von Aarau. Tabellarische Uebersicht der glazialen Bildungen im Aargau. *Festschr. z. Eröffn. d. neuen Kantonsschulgeb. in Aarau.*
 - (1901): Besichtigung der Schuppenstruktur des Muschelkalkes am Nordrand des Kettenjura über dem nördlichen Teil des Hauensteintunnels. - *Progr. 20. Vers. Schweiz. Geol. Ges. in Zofingen.*
 - (1902): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in das Grenzgebiet zwischen Ketten- und dem Tafeljura, in das aargauische Quartaer und an die Lägern. - *Eclogae geol. Helv.* 7/3.
 - (1903): Zur Tektonik des nordschweizerischen Kettenjuras. - *N. Jahrb. f. Min. etc., Beilage-bd. 17.*
 - (1905?): Gutachten über ein Gipslager "Auf Kohlen" bei Kienberg. - Unveröffentlichtes Manuskript im Depositum des Naturhist. Museum Aarau.
 - (1908): Erläuterungen der geologischen Karte der Umgebung von Aarau. - *Mitt. Aarg. Natf. Ges.* 11.
 - (1911): Der Boden des Aargaus. - *Mitt. Aarg. Natf. Ges.* 12.
 - (1915): Erläuterungen zur geologischen Karte des Hauensteingebietes. - *Schweiz. Geol. Kommission.*
- MÜHLBERG, M. (1900): Die Stratigraphie des Braunen Jura im nordschweizerischen Juragebirge. *Eclogae geol. Helv.* 6.
- (1932): Gutachten über das Vorkommen von Gips im "Lindacker", Kienberg (Solothurn). - Unveröffentlichtes Manuskript im Depositum des Naturhist. Museum Aarau.
- MÜLLER, A. (1861/63): Vorlegung der geognostischen Karte des Kantons Basel und der angrenzenden Gebiete. - *Verh. Natf. Ges. Basel*, 3.
- (1862): Geologische Skizze des Kantons Basel und der angrenzenden Gebiete. - *Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz*, 1. Liefg.
- MUNZINGER, E. (1886): Bad Liestorf im solothurnischen Jura und seine Schwefelquellen. - *Graph. Anst. Müller & Co., Aarau.*
- MÜRI, J. (1959): Geologische Untersuchungen im Aargauer Jura; Blatt Rupperswil, nördlich der Aare. - Unveröffentlichte Diplomarbeit ETH.
- NABHOLZ, W. H. (1956): Untersuchungen über Faltung und Klüftung im Nordschweizerischen Jura. - *Eclogae geol. Helv.* 49/2.
- PAPADOPOULOS, A. (1960): Geologische Untersuchungen im Aargauer Jura; S. I. A. Blatt Veltheim, östlicher Teil. - Unveröffentlichte Diplomarbeit ETH.
- PETERS, T. (1962): Tonmineralogische Untersuchungen an Opalinuston und einem Oxfordianprofil im Schweizer Jura. - *Schweiz. Min. und Petr. Mitt.*, Bd. 42/2.
- (1964): Tonmineralogische Untersuchungen an einem Keuper-Liasprofil im Schweizer Jura (Frick). - *Schweiz. Min. und Petr. Mitt.*, Bd. 44/2.
- PASQUIER, L., DU, (1891): Ueber die fluvioglazialen Ablagerungen der Nordschweiz. - *Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz*, N. F. 1. Liefg.
- RENGGER, A. (1829): Ueber den Umfang der Jura-Formation, ihre Verbreitung in den Alpen und ihr Verhältnis zum Tertiär-Gebirge; als Einleitung einer Beschreibung des Aargauischen Jura-Gebirges, sammt einem Quer-Durchschnitte des letzteren.

- RÜETSCHI, W. (1966): Das Erdöl im Gönhard bei Aarau. - Mitt.Aarg.Natf.Ges., 27.
- RUTTE, E. (1954): Eine Klassifikation der karbonatischen Süsswassergesteine. - N.Jahrb. Geol. und Pal. Abh., 100/2.
- RÜTIMEYER, L. (1862): Eozäne Säugethiere aus dem Gebiet des schweizerischen Jura. - Denkschr. d. allg. Schweiz. Ges. f. d. ges. Naturw., Bd. 19.
- (1863): Beiträge zur Kenntnis der fossilen Pferde. - Verh. Natf. Ges. Basel, 3.
- SÄMANN, H. (1921): Untersuchungen der Fricktaler Eisenerze und ihre Verhüttbarkeit. - Inaug.-Diss., Zürich.
- SCHAAD, E. (1908): Die Juranagelfluh. - Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N. F. 22. Liefg.
- SCHINDLER, C. (1967): Zur Geologie des Gebietes südlich von Baden (Aargau). - Ecl. geol. Helv. 60/1.
- SCHMASSMANN, H. (1945): Stratigraphie des mittleren Doggers der Nordschweiz. - Tätigkeitsber. Natf. Ges. Baselland, Bd. 14.
- (1955a): Bericht über die petrographische Untersuchung von erratischen Blöcken aus dem Kanton Baselland. - Tätigkeitsber. Natf. Ges. Baselland, Bd. 20.
- (1955b): Die Verbreitung der erratischen Blöcke im Baselbiet. - Tätigkeitsber. Natf. Ges. Baselland, Bd. 20.
- SCHMIDT C. (1894): Geologische Exkursion in der Umgebung von Basel und im östlichen Aargauer Jura. - Livret-Guide géol. dans le Jura et les Alpes de la Suisse, Lausanne 1894.
- Schweizerische Bauzeitung, Zürich 1920, Bd. 75, (Kraftwerk Olten-Gösigen).
- SEILER, S. (1961): Geologie der Gegend von Gansingen und Sulz (Aargauer Tafeljura) mit besonderer Berücksichtigung der Keuperstratigraphie. - Unveröffentlichte Diplomarbeit ETH.
- STÄUBLE, A. (1959): Zur Stratigraphie des Callovian im zentralen Schweizer Jura. - Eclogae geol. Helv. 52/1.
- STEHLIN, H.G. (1903 - 1916): Die Säugetierfauna des Schweizerischen Eozäns. - Abh. Schweiz. Pal. Ges., 30-41.
- (1910): Ueber die Säugetiere der schweizerischen Bohnerzformation. - Verh. Natf. Ges. d. Schweiz.
- (1914): Uebersicht über die Säugetiere der schweizerischen Molasseformation, ihre Fundorte und ihre stratigraphische Verbreitung. - Verh. Natf. Ges. Basel, Bd. 25.
- (1922): Neue Säugetierfunde aus dem oberen Ludien von Obergösgen. - Eclogae geol. Helv. 17/3.
- STEINMANN, G. (1892): Bemerkungen über die tektonischen Beziehungen der oberrheinischen Tiefebene zu dem nordschweizerischen Kettenjura. - Ber. Natf. Ges. Freiburg i. Br. 6.
- (1902): Zur Tektonik des nordschweizerischen Kettenjura. - Centralbl. f. Min., Geol. u. Petr.
- STRÜBIN, K. (1900): Ein Aufschluss der Sowerbyischichten im Basler Tafeljura. - Eclogae geol. Helv. 6.
- (1901): Beiträge zur Kenntnis der Stratigraphie im Basler Tafeljura. - Verh. Natf. Ges. Basel, 13.
- (1903, 1909, 1914, 1916): Die Verbreitung der erratischen Blöcke im Basler Jura. - Verh. Natf. Ges. Basel
- STUDER, B. (1853): Geologie der Schweiz. - Bern und Zürich.
- STUMM, F. (1964): Das Tertiär des Basler Tafeljura. Mit besonderer Berücksichtigung der miocaenen Ablagerungen. - Inaug.-Diss., Univ. Basel.
- SUTER, H. (1956): Tektonische Juraprobleme, ein historischer Rückblick. - Eclogae geol. Helv. 49/2.
- THENIUS, E. (1959): Stratigraphische Geologie, Bd. III, F. Enke Verlag, Stuttgart.
- TRÜMPY, R. (1959): Hypothesen über die Ausbildung von Trias, Lias und Dogger im Untergrund des schweizerischen Molassebeckens. - Eclogae geol. Helv. 52/2.
- (1966): Uebersicht der unpublizierten Arbeiten aus dem geologischen Institut der ETH und der Universität Zürich im Aargauer Jura, 1952 - 1965. - Mitt. Aarg. Natf. Ges., 27.
- VILLIERS, L. (1907): Geologische Untersuchungen in der Umgebung von Eptingen und Läuelfingen. - Inaug.-Diss., Freiburg i. Br.
- VONDERSCHMITT, L. (1941): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft im nordschweizerischen Jura. - Eclogae geol. Helv. 34/2.
- VOSSELER, P. (1918): Morphologie des Aargauer Tafeljura. - Verh. Natf. Ges. Basel, Bd. 29.
- (1925): Die tertiäre Entwicklung des Aargauer Tafeljura. - Mitt. Aarg. Natf. Ges., 17.
- WURSTER, P. (1964): Geologie des Schilfsandsteins. - Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, Heft 33.

- ZIMMERMANN, H.W. (1961): Die Eiszeit im westlichen zentralen Mittelland. - Mitt.Natf.Ges. Solothurn, 21.
- ZIEGLER, M. (1958): Geologische Untersuchungen zwischen der Staffelegg und dem Bözberg (Aargauer Jura). - Unveröffentlichte Diplomarbeit Univ. Zürich.
- HAUBER, L. und LAUBSCHER, H. (1960): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft durch den Aargauer und Basler Jura. - Eclogae geol.Helv. 53/2.
- ZINGG, T. (1935): Beitrag zur Schotteranalyse. Die Schotteranalyse und ihre Anwendung auf die Glattalschotter. - Schweiz.Min.Petr.Mitt. 15/1.
- ZSCHOKKE, T. (1854): Profile des aargauischen Jura. - Progr. der aargauischen Kantons-
schule für 1854.

VERZEICHNIS DER GEOLOGISCHEN KARTEN

1. Karten der Geologischen Kommission:
 - Geol. Generalkarte der Schweiz 1:200 000, Blatt 2: Basel-Bern (1942)
 - Geol.Karte der Schweiz 1:100 000, Blatt 3: Liestal-Schaffhausen (1876), Blatt 8: Zürich-Luzern, 2. Aufl. (1913)
 - Geol.Spezialkarten:
 - Nr. 1: A. Müller: Karte vom Kanton Basel 1:50 000 (1862)
 - Nr.26: A. Buxtorf: Blatt Gelterkinden, 1:25 000 (1901) in: Beitr.z.Geol.Karte d.Schweiz, N.F.21
 - Nr.45: F. Mühlberg: Geol.Karte der Umgebung von Aarau 1:25 000 (1908)
 - Nr.73: F. Mühlberg: Geol.Karte des Hauensteingebietes, Waldenburg-Olten (1914)
2. Geol. Karten in Publikationen
 - A.Amsler (1915): Tekt.Karte des Staffelegg-Gebietes 1:25 000
 - L.Braun (1920): Geol.Karte der Umgebung von Frick 1:25 000
 - A.Amsler (in Fehlmann & Rickenbach, 1962): Geol.Karte des Eisenoolithgebietes von Herznach-Wölflinswil 1:25 000
 - H.U. Bartholet (1964): Vereinfachte geol.Karte des Tafel- und Faltenjuras zwischen Eptingen und Oltingen BL. 1:25 000
 - H.Goldschmid (1965): Vereinfachte geol.Karte des Faltenjuras zwischen Olten und Unterem Hauenstein 1:25 000
3. Unveröffentlichte Karten
 - A.Baumer (1957): Geol.Aufnahme des Ost-Teils des Blattes Wölflinswil 1:10 000
 - P.Merki (1958): Geol.Aufnahme von Blatt Aarau, östlicher Teil 1:10 000
 - M.Ziegler (1958): Geol.Aufnahme des Gebietes zwischen Staffelegg und Bözberg (Aargauer Jura) 1:10 000
 - J.Müri (1959): Geol.Aufnahme von Blatt Rupperswil, nördlich der Aare 1:10 000
 - A.Papadopoulos (1960): Geol.Aufnahme von Blatt Veltheim, östlicher Teil 1:10 000

Alle diese unveröffentlichten Karten sind im Depositum des Geol.Inst. der ETH und Universität Zürich.

 - R.Gygi (1961): Geol.Aufnahmen des Kestenbergs 1:5 000

Im Besitz von R.Gygi.

TOPOGRAPHISCHE ORIENTIERUNG

Das dem speziellen Teil dieser Arbeit zugrunde liegende Gebiet befindet sich im NW-Teil von Blatt 1089, Aarau, und im SW-Abschnitt von Blatt 1069, Frick, der Landeskarte der Schweiz 1:25 000, umfasst ca. 60 km² und berührt politisch Gebiete der Kantone Aargau, Baselland und Solothurn.

Die natürliche Südgrenze zieht von Winznau ostwärts entlang der Aare bis Niedergösgen, während im E zuerst Ordinate 642 000, dann Ordinate 641 000 bis zum nördlichen Rand von Blatt Aarau das Terrain beschneidet. Auf Blatt Frick folgt die östliche Abgrenzung dem Bach über Oberhof und Wölflinswil bis nach seiner Einmündung in den Bruggerbach SW Oberfrick. Abszisse 260 000 bildet die Nord-, Ordinate 237 500 die Westgrenze des Kartierungsgebietes.

Zur Uebersicht sind auf Fig. 28 auch die Anschlüsse der benachbarten Kartierungsgebiete eingetragen.

Für die Betrachtung der Tektonik des Ostjura werden die Grenzen im Westen durch den Unteren Hauenstein, im Süden und Osten durch die Aare und im Norden durch Abszisse 260 000 gebildet.

GEOLOGISCHE SITUATION

Rund 3/5 des Kartierungsgebietes werden vom Faltenjura eingenommen, der andere Teil im Norden umfasst Tafeljuragebiet.

Als Ältestes findet sich im Norden des kartierten Tafeljuraabschnittes Keuper, die zerschnittene Tafel selbst wird dominiert vom Haupttrogenstein. Auf den zwei Plateaux von Anwil und im N zwischen Kienberg und Oberhof liegen mächtige Ablagerungen des Tertiärs.

Die Schichtfolge im Faltenjura beginnt mit der Anhydritgruppe und zeigt im allgemeinen eine Abfolge zu den jüngeren Sedimenten gegen das Aaretal im Süden zu. Besonders kompliziert gebaut ist der nördlichste Teil des Faltenjura, die sogenannte Schuppenzone.

Die tektonisch-geologische Karte (Taf. X) und der Ausschnitt der geologischen Karte (Taf. IX) orientieren über den geologischen Aufbau des Untersuchungsgebietes.

HISTORISCHES

Als erster befasste sich A. RENGGER (1829) mit dem Aargauer Jura.

A. MOUSSON (1840) erkannte bereits einige für seine Zeit erstaunliche Tatsachen. So stellte er (p. 80) fest, dass die "Entstehungszeit der Kette von Baden gegen Ende der Tertiär-Periode" stattgefunden habe und erfasste (p. 81) wesentliche Punkte für die Tektonik: "Beide (gemeint sind 'die Ketten von Baden und die ihr parallel laufende der Braunegg') durchschneiden zuerst nördlich von Aarau und vermutlich westlicher noch auf mehreren Punkten die Hauptzüge des Juras, und dadurch entstehen geologische Gebirgsknoten mit verwickeltern Verhältnissen." Angespielt wird damit auf die komplizierte Tektonik der Staffelegg.

P. MERIAN (1852) gibt einen Ueberblick über den Aufbau und die Schichtfolge im östlichen Jura.

Grundlegende Daten für die Stratigraphie schuf C. MOESCH in seinen Arbeiten 1857, 1867, 1874.

A. MÜLLER berücksichtigte 1862 in seiner Arbeit über den Basler Tafeljura auch die nordwestlichsten Teile des Untersuchungsgebietes.

F. MÜHLBERG publizierte die erste geologische Karte des südlichen Gebietes auf der Grundlage des Siegfriedatlases 1:25 000 (Blätter 150, 151, 152, 153) 1908. In seinen stratigraphischen Arbeiten die Ergebnisse von C. MOESCH nicht erreichend, schuf er ausgezeichnete Pionierarbeit für die Tektonik des Ostjura mit verschiedenen Publikationen. So verhalf er vor allem der schon von P. MERIAN und A. MÜLLER vertretenen Theorie von der Ueberschiebung des Faltenjura auf den Tafeljura zum Durchbruch.

Bahnbrechende Arbeit leistete A. BUXTORF, namentlich mit seiner Arbeit zur Tektonik des Kettenjura (1907), wo er die Abscherungshypothese begründete und die ersten bis zum Grundgebirgssockel extrapolierten Profile publizierte.

Ebenso wichtig für den Ostjura sind die Arbeiten von A. AMSLER. 1915 detaillierte er im Staffelegggebiet die Tektonik und analysierte die Abfolge der tektonischen Elemente und ihre Genese. 1926 legte er seine Ansicht über die Tektonik des Ostjura dar. In den 30er Jahren kartierte er einen Teil des nördlichen Gebietes unserer Arbeit (publiziert in FEHLMANN & RICKENBACH, 1962).

H. P. LAUBSCHER behandelte tektonische Fragen des Jura, baute die Fernschubhypothese aus (1961) und nahm Stellung zur Zweiphasenhypothese (1962).

Vor allem mit der Tektonik westlich meines Untersuchungsgebietes beschäftigten sich in neuerer Zeit H. U. BARTHOLET (1964) und H. GOLDSCHMID (1965). Kartierungen der angrenzenden Gebiete (vgl. Fig. 28) stammen von A. BUXTORF (1901), L. BRAUN (1920), A. BAUMER (1957), P. MERKI (1958), H. U. BARTHOLET (1964) und H. GOLDSCHMID (1965).

Stratigraphischen Untersuchungen widmeten sich vor allem E. BAUMBERGER (Tertiär, 1927), H. SCHMASSMANN (Hauptrogenstein, 1945), F. LIEB (Murchisonaeschichten, ab 1945), A. JEANNET (Callovian und Oxfordian, 1951), P. MERKI (Oberer Muschelkalk, 1961), R. HANTKE (Quartär, ab 1959) und F. STUMM (Tertiär, 1964).

STRATIGRAPHIE

ÜBERBLICK

In dem dieser Arbeit zugrunde liegenden Gebiet werden Formationen vom Mittleren Muschelkalk (Anhydritgruppe der Trias) bis zu den Wangenerschichten des Malm und Sedimente vom Tertiär bis zum jüngsten Quartär beobachtet.

Sehr unterschiedlich sind die Aufschlussverhältnisse. So sind der Obere Muschelkalk und der mittlere Dogger relativ detailliert erfassbar, während Keuper, Lias, unterer Dogger, unterer Malm und Tertiär nur mangelhaft der Beobachtung zugänglich sind. Es lässt sich deshalb nicht vermeiden, zur Veranschaulichung der lithostratigraphischen Verhältnisse Profile aus benachbarten Regionen zu Hilfe zu ziehen.

TRIAS

I MUSCHELKALK

A MITTLERER MUSCHELKALK (Anhydritgruppe)

Unterteilung: Anhydritdolomit (Dolomit der Anhydritgruppe)
 Mergelschichten } Sulfatformation
 Anhydritschichten }
 (Salzhorizont)

Das Auftreten dieser Schichten ist hauptsächlich auf die Schuppenzone und auf aufgebrochene Antiklinalkerne im nördlichen Faltenjura beschränkt. Der Salzhorizont scheint aus tektonischen Gründen zu fehlen, so dass als unterste Glieder die Sulfat- und Dolomitkomplexe zutage treten. Ihre ganze Mächtigkeit lässt sich im Gebiet nirgends normal beobachten.

BUXTORF (1916. p. 16) nennt im Hauenstein-Basistunnel für die Anhydritgruppe über dem Salzhorizont 70 - 80 m. Da sich dieselbe Schichtstärke scheinbar konstant auch in den Salinenbohrungen des Rheintals bis nach Zurzach (Profile der Sodafabrik) feststellen lässt, darf auch für mein Gebiet mit einer primären Mächtigkeit von etwa 70 m für die Schichten über dem salzföhrnden Niveau gerechnet werden.

Aufschlüsse finden sich am W-Ende des Leutschenbergs entlang eines Weges, gerade ausserhalb der W-Grenze von Blatt Aarau.

In der Gegend von Kienberg lässt sich folgende Sequenz beobachten:

1. Anhydritschichten

Ca. 40 - 45 m weisser bis rötlicher, daneben aber auch, je nach Verunreinigung, grauer bis grauschwarzer Gips und Anhydrit mit mergeligen Toneinschaltungen. Anhydrit selbst tritt aus erklärlichen Gründen oberflächlich nicht auf. Bemerkenswert ist der Umstand, dass die Umwandlung des ursprünglichen Anhydrits zu Gips schon in recht grosser Teufe erfolgt. In den Stollen für den in Kienberg früher bergmännisch abgebauten Gips wurde Anhydrit z. T. erst in einer Bergtiefe von 20 - 30 m angetroffen.

Zwischen den z. T. stark sekundär verfalteten und verfältelten Gipslagen finden sich meist dünne Mergel- und Tonschichten. Wegen der tektonischen Stellung der Anhydritgruppe, und in weniger bedeutendem Masse infolge der Volumenvermehrung durch die Umwandlung von Anhydrit zu Gips, beträgt die scheinbare Mächtigkeit der Gruppe und darin vor allem der Anhydritschichten lokal ein Mehrfaches der einstigen Ablagerungsstärke. So sind in der Gipsgrube "Lindacher" in Kienberg, die durch die Gips-Union seit 1932/33 nach vorheriger privater Ausbeutung betrieben wird, oberflächlich allein ca. 150 m gipsführende Schichten aufgeschlossen. F. MÜHLBERG (1908, p. 66) erwähnt von hier eine Salzbohrung, die unter Kontrolle von GRESSLY in der Mitte des 19. Jahrhunderts abgeteuft worden sei und noch bis 114 m unter die Talsohle Anhydritgruppenmaterial durchfahren haben soll, ohne den Salzhorizont oder überschobenes Tertiär zu erreichen, so dass die scheinbare vertikale Mächtigkeit sich hier auf über 260 m beläuft.

M. MÜHLBERG (1932) unterscheidet in einem privaten Gutachten in der Umgebung von Kienberg folgende Schichten:

- ca. 30 m Zwischenschichten, unvollständig aufgeschlossen, abgeschlossen gegen oben durch ca. 8 m unteren Muschelkalkdolomit.
An der Basis graue Mergel, darüber kalkfreie, graue bis schwarze, auch grünliche Tonschiefer mit zwischengelagerten silexführenden Steinlagen, lokal mit Gips und Anhydrit.
- ca. 30 m Hauptgipsschichten, bestehend aus 9 - 10 m oberem Gips, hauptsächlich felsig und hell, unten dünn-schichtig, grau, z. T. mit gelblichen, dolomitischen Mergellagen; zuunterst rosafarbener Gips. Unterlagert von ca. 20 m unterem Gips mit Zwischenlagen von Schiefertone, oben teils grünlich, tiefer meist grau. Gips teils rosa, z. T. in dicken Lagen.

Ein weiteres bedeutendes Vorkommen der Anhydritgruppe liegt auf Cholen, an der Basis der NW-Ecke der Burgsynklinale. Da heute der Beobachtung nur die gipsführenden Schichten zugänglich sind, sei ein durch Schürfungen erhärtetes privates Gutachten von F. MÜHLBERG (ca. 1905) angeführt:

- ca. 6 m Unterer Dolomit: dünn-schichtig, weiss bis grau mit schwarzem Feuerstein.
16 - 20 m "Salzton": hellgrünlich-grauer Mergel.
32 - 35 m Gips, meist gräulich-weiss bis weiss, z. T. bräunlich, rötlich, graumergelig; z. T. mit mehr oder weniger mächtigen Bänken von hartem, schwerem Anhydrit.

Weitere grössere Vorkommen der Anhydritgruppe lassen sich von Kienberg aus ENE durch das Tälchen von Windleten Richtung Einolte S Oberhof verfolgen. Zwar liegt hier über der Anhydritgruppe grösstenteils Schutt aus Hauptmuschelkalk; es treten jedoch massenweise oft recht grosse Einsturztrichter auf, die als typische Anzeiger von gipsführenden Schichten betrachtet werden können. Wie später noch zu besprechen sein wird, bilden diese Einsturzphänomene grösstenteils die Ursache von Bergstürzen.

2. Mergelschichten

In den oben aufgeführten Profilen von F. und M. MÜHLBERG wurden diese Bildungen als Salzton bzw. Zwischenschichten benannt. Da "Zwischenschichten" ein nichtssagender und "Salzton" infolge jeglichen Fehlens von Salz ein unberechtigter Begriff ist, sei diese Schichtgruppe als Mergelschichten bezeichnet.

Im Gebiete um Kienberg lassen sich unten graue bis hellgraue, z. T. dolomitische Mergel, im basalen Teil bereits solche mit Gipseinschaltungen feststellen. Gegen oben wird der Komplex dolomitischer und zeigt einzelne sehr dünnbankige Dolomitlagen. Geringmächtige Rohwackebändchen sind selten.

Die wenigen Aufschlüsse zeigen ein wenig einheitliches Bild, was eine Korrelation oder Lagebestimmung verunmöglicht.

Die Mächtigkeit dürfte zwischen 15 und 20 m schwanken. Zur Veranschaulichung der lithologischen Abfolge seien zwei Profile im Detail beschrieben:

MERKI (1961, Profilmanuskript Profil 24) gibt von der Gipsgrube SE Zeglingen folgenden Aufschluss an:

6. 9.60 m Anhydritdolomit
5. 3.60 m graue bis schwarze, lagig dolomitische, paketweise papierdünne blättrige Tone. Zwischenlagen von einigen bis 15 cm starken Dolomitbänklein.
4. 1.60 m grau-beige, dolomitische Steinmergel, lagig mit schwarzen Silexbändern.
3. 1.20 m bröckelige, gebankte beige Dolomite mit mergeligen Zwischenlagen und bis zu 10 cm starken schwarzen Silexlagen.
2. 1.00 m grünliche bis gelbliche, vorwiegend aber graubeige z. T. dolomitische, z. T. leicht siltige Mergel.

Ein weiteres Profil im Grenzbereich Mergelschichten/Anhydritdolomit findet sich am neu erstellten Weg von Kienberg nach Stellichopf, Koord. 640 025 / 253 710 (Profil 1, vgl. Fig. 1).

3. Anhydritdolomit

Für den Anhydritdolomit wie auch für den folgenden Oberen Muschelkalk sei auf die Arbeit von P. MERKI (1961) verwiesen, der in fundierter Weise die lithologische Gliederung durchführte.

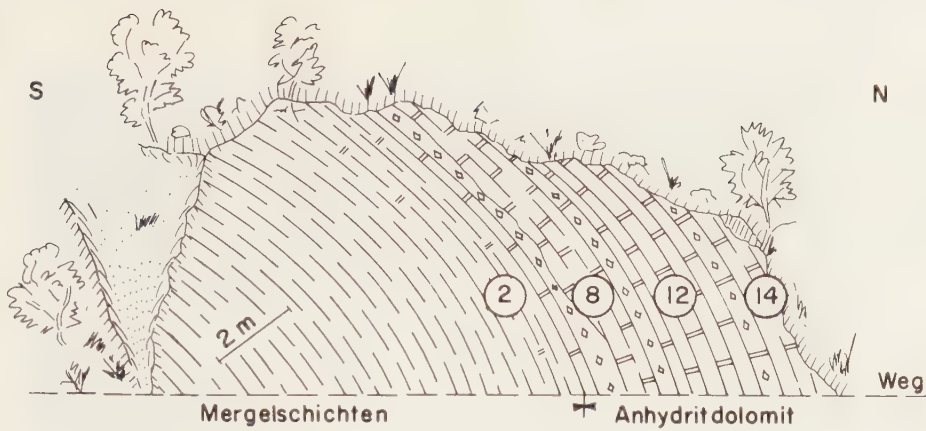


Fig. 1
Situation von Profil 1

Es wird deshalb hier bewusst nur soweit auf diese Schichtfolgen eingegangen, als es zur Darstellung der lokalen Gliederung notwendig erscheint. Profile im Anhydritdolomit der Umgebung finden sich in den Profilen 24, 25, 23, 29, 32, 35 von MERKI. Fig. 1 veranschaulicht die Situation von Profil 1.

Profil 1, Weganriss, Koord. 640 025 / 253 710

Schichten 3 - 14: Anhydritdolomit, 6.7 m aufgeschlossen.

Schichten 1 - 2: Mergelschichten, 10 m aufgeschlossen.

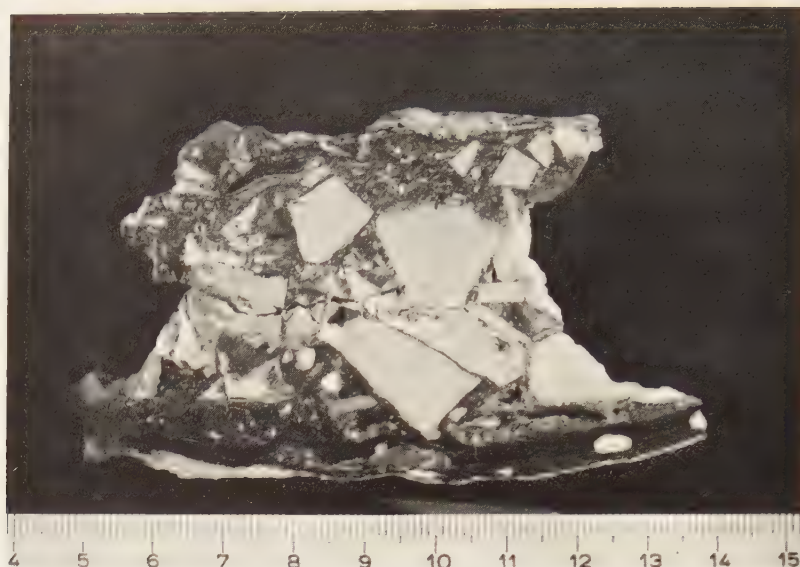
- | | |
|------------------|--|
| 14. 1.20 m | hellbeiger, feinkörniger Dolomit, bröckelig zerfallend, dünnbankig bis 10 cm, einzelne Silexlinsen. |
| 13. 0.45 m | zellendolomitische Bänklein mit sehr ungleichgrossen Hohlräumen, Dolomitband eingeschaltet. |
| 12. 2.60 m | hellbeiger bis hellgrauer, feinkörniger Dolomit mit schwarzbraunen Silexlinsen. |
| 11. 0.10 m | Rauhwackeband. |
| 10. 0.10 m | beigegrauer, gebänderter Dolomit. |
| 9. 0.05 m | poröse, leicht zellige Dolomitlage. |
| 8. 1.10 m | beiger bis weisser Dolomit, einzelne Silexlinsen, Bankung bis 15 cm. |
| 7. 0.15 - 0.40 m | brekziöse Rauhwacke. |
| 6. 0.20 m | blättriger Dolomit mit Tonlagen. |
| 5. 0.05 m | zelliger Dolomit mit Silex. |
| 4. 0.35 m | beiger, körniger Dolomit, z. T. dünnblättrig. |
| 3. 0.35 m | hellgrauer bis weisslicher, feinkörniger Dolomit. |
| 2. 2.00 m | undeutlicher Uebergang in mergeligen Dolomit, Bankung höchstens 2 cm bis schiefrig, nach unten zunehmende Tonzwischenlagen. |
| 1. 8.00 m | dunkelgraue bis braungraue, mehr oder weniger dolomitische, tonige, blättrige Mergel, gegen unten mehr hellgrau werdend. 4.5 m über dem Aufschlussende 5 cm starkes Rauhwackebändchen. |

Es zeigt sich, dass charakteristische Anhydritdolomitbildungen wie Silex- und Rauhwackebänder nicht bestimmten Horizonten zugeordnet werden können, jedoch meist im oberen Viertel der Abfolge fehlen.

Die Mächtigkeit schwankt zwischen 9 und 11 m, misst jedoch im verlassenen Steinbruch in Kienberg, Koord. 640 000 / 254 125 als Ausnahme 11.3 m, ohne dass die Untergrenze sichtbar wäre. Festgehalten sei noch, dass die Rauhwackenbildungen des Anhydritdolomits deutlich meist nur in alten Anrissen oder an früher durch Risse oder Brüche der Verwitterung zugänglichen Lokalitäten als solche ausgebildet erscheinen. Im frischen Anriss zeigt sich oft nur ein von feinem Kalzitnetz durchzogener Dolomit.

Nach BRÜCKNER (1941, p. 127) sind Rauhwacken ein junges Verwitterungsprodukt, das sich unter Einfluss von Wässern aus primären Dolomit-Kalziumsulfat-Gesteinen gebildet hat. Fig. 2 zeigt eine Rauhwacke aus Profil 3 (vgl. Manuskriptband), Schicht 7, Koord. 640 010 / 253 760, die sehr schön den Charakter einer thixotropogenen intraformationellen Brekzie zeigt. Deutlich ist das Einbrechen der eckigen Dolomitkomponenten in die Grundmasse, und sekundär das oberflächliche Einsinken einer noch höher sedimentierten Tonlage in die Matrix zu beobachten. Wohl diagenetisch entstanden sind kristallinkalzitisch ausgekleidete Hohlräume in der körnigen Grundmasse.

Fig. 2
Rauhwacke aus dem Anhydrit-
dolomit, Profil 3, Schicht 7.
(Fotos M. Zuber)



B. OBERER MUSCHELKALK

Unterteilung:	Grenzdolomit	}	Lettenkohle
	Estherienschiefer		
	Trigonodusdolomit		
	Plattenkalk	}	Hauptmuschelkalk
	Trochitenkalk		

Die Lettenkohle wird hier entsprechend dem Vorgehen von MERKI (1960, p. 205/206) und den französischen Geologen wegen ihres eindeutigen marinen Charakters, der viel mehr der Fazies des Muschelkalkes als der des Keupers entspricht, dem Oberen Muschelkalk zugeordnet.

Zu unterscheiden sind hier mehr oder weniger synchrone und rein faziell bedingte Grenzen (vgl. MERKI, p. 192 f.). Dürften die Untergrenze des Trochitenkalkes und der Mergelhorizont als Basis des Plattenkalkes wahrscheinlich synchrone Bildungen darstellen, so ist die Grenze zwischen Plattenkalk und Trigonodusdolomit heterochron und rein faziell bedingt.

Da MERKI aus Platzgründen auf die Publikation der detaillierten Beschreibung seiner zahlreichen Profile verzichtete, wurden zwei Profile nochmals aufgenommen und werden hier als typische Folgen beschrieben (Profile 2 und 5). Im übrigen sei auf die Profile 25 - 33 von MERKI (1961) verwiesen, die die Verhältnisse im Oberen Muschelkalk meines Arbeitsgebietes charakterisieren.

Kartierungstechnisch wurden Trochitenkalk und Plattenkalk als Hauptmuschelkalk zusammengefasst. Für die später darzustellende Tektonik im komplizierten Bereich der Schuppenzone, die meist 1:5 000 auskartiert wurde, versuchte ich die einzelnen kleineren Aufschlüsse nach Möglichkeit dem Trochiten- oder Plattenkalk zuzuordnen, was sich aber als bedeutend schwieriger erwies, als es auf den ersten Blick scheinen mag. Denn in isolierten Aufschlüssen sind nur die Coenothyrisbank des unteren Trochitenkalkes und die dolomitischen, dünnbankigen, oft silexführenden Platten des oberen Plattenkalkes eindeutig identifizierbar. Sonst ist der Trochitenkalk lithologisch vom unteren Plattenkalk nicht eindeutig unterscheidbar, da Trochiten auch im unteren Teil des Plattenkalkes auftreten können.

Profil 2, am Weg Salhöf - Burg, Koord. 640 710 / 253 860

Schichten 77 - 113: Plattenkalk, 9.20 m aufgeschlossen.

Schichten 2 - 76: Trochitenkalk, 22.65 m Totalmächtigkeit.

Schicht 1 : Anhydritdolomit, ca. 3 m aufgeschlossen.

Schichten 1 - 4 sind heute nicht mehr aufgeschlossen und wurden nach MERKI, Profil 30, ergänzt.

113.	0.80 m	leicht dolomitischer, feinkörniger bis körniger Kalk, Bankung 10 - 15 cm.
112.	0.30 m	graubrauner, feinkörniger, dolomitischer Kalk, oben feingebankt.
111.	0.30 m	feinkörniger, schlierig dolomitischer Kalk.

110.	0.80 m	graubrauner bis beige-grauer, meist feinkörniger, dolomitischer Kalk; Dolomit z. T. in Schlieren. Bankung 7-20 cm.
109.	0.10 m	Schillkalkband mit dolomitischen Schlieren.
108.	0.05 m	beige-graues, schlierig dolomitisches Kalkband mit Mergellage.
107.	0.05 m	durch Mergelfugen getrenntes, graubraunes, dolomitisches, fossiltrümmer-führendes Kalkband.
106.	0.25 m	körniger, leicht feinspätiger Schillkalk.
105.	0.35 m	mittelkörniger, schlierig dolomitischer Kalk.
104.	0.20 m	feinkörniger, graubrauner, dolomitischer, schalentrümmerführender Kalk.
103.	0.05 m	braungraues, körniges, dolomitisches Kalkband, oben und unten Mergelfuge.
102.	0.25 m	graubrauner, leicht spätiger, poröser, schillführender Kalk.
101.	0.20 m	beiger, schlierig dolomitischer Kalk, an der Obergrenze mit Frassspuren.
100.	0.35 m	zwei Bänke, 15 und 20 cm, von feinkörnigem, schillführendem Kalk, getrennt durch Mergelfuge.
99.	0.25 m	schlierig dolomitischer bis dolomitischer, braungrauer, körniger Kalk in 5-10 cm starken Lagen mit gewellten Schichtgrenzen.
98.	0.50 m	mässig schalentrümmerführender, leicht arenitischer Kalk mit wenig Glaukonit. Ueber 10 cm basalem Schillkalk 20 cm schlierig dolomitischer Kalk.
97.	0.20 m	graubrauner, dolomitischer und schlierig dolomitischer Kalk mit bis zu 5 cm starken dolomitischen Mergellagen; oben wenig Glaukonit.
96.	0.25 m	zwei Bänke von stark schlierig bis lagig dolomitischem Kalk.
95.	0.20 m	oben körniger Schillkalk mit Glaukonit, unten 10 cm schlierig dolomitischer Kalk. Ober- und besonders Untergrenze stark höckerig mit Frassgängen.
94.	0.05 m	Mergellage mit stark angefressenem, schlierig dolomitischem Kalkbändchen.
93.	0.10 m	grobkörniger Schillkalk mit dolomitischen Schlieren.
92.	0.20 m	graubrauner, feinkörniger bis dichter, schlierig dolomitischer Kalk; höckerige Oberfläche mit Mergellage.
91.	0.30 m	grobkörniger Schillkalk mit einzelnen Trochiten.
90.	0.40 m	20, 05, 10, 05 cm-Folge von stark schlierig dolomitischem Kalk mit Mergelfugen.
89.	0.30 m	zwei Bänke von feinkörnigem, schlierig dolomitischem Kalk mit verstreuten Silexkonkretionen; oben Mergelfuge auf höckeriger Oberfläche.
88.	0.10 m	schlierig dolomitischer, graubrauner, feinkörniger Kalk mit Schillnestern; stark höckerige Oberfläche.
87.	0.25 m	zwei Bänke, 17 und 8 cm, von dolomitischem bis schlierig dolomitischem Kalk.
86.	0.15 m	zwei Bändchen von rostig geflecktem, dolomitischem Kalk.
85.	0.15 m	beige-grauer bis braungrauer Mergel mit rostig gefleckten dolomitischen Kalkbändchen.
84.	0.30 m	zwei graubraune, arenitische Schillkalkbänke.
83.	0.40 m	30 und 10 cm beige-grauer, schlierig dolomitischer Kalk mit höckerigen Oberflächen.
82.	0.30 m	stark dolomitisch-mergelige Partie mit schlierig dolomitischen Kalklinsen.
81.	0.15 m	zwei Bänke von leicht eisenschüssigem, leicht spätigem, braungrauem, kalkigem Dolomit; oben mergelig.
80.	0.10 m	splittrig brechender, grauer, körniger Kalk.
79.	0.10 m	Mergel mit knauerigen dolomitischen Kalklagen.
78.	0.25 m	z. T. leicht schillführender, körniger Kalk; oben Mergellagen.
77.	0.15 m	Mergellage mit linsigen Kalkeinschaltungen.
76.	0.50 m	35 und 15 cm z. T. schillführender, leicht eisenschüssiger, leicht schlierig dolomitischer, grauer Kalk; oben Mergelfuge.
75.	0.65 m	stark schlierig dolomitische Kalklagen mit gewellten und angefressenen Schichtgrenzen mit Mergelfugen; gegen oben zunehmende Einschaltungen von dünnen Mergelbändern. Bankung 5-15 cm.
74.	0.25 m	Schillkalk, körnig, dolomitisch schlierig, mit Trochiten; stark gewellte Obergrenze.
73.	0.10 m	Schillkalk mit dolomitischen Schlieren; Ober- und Untergrenze höckerig mit Mergellagen.

72.	0.30 m	graubrauner Schillkalk mit Trochiten; schlierig dolomitische Einschaltungen, z.T. splittrig brechend.
71.	0.10 m	graubrauner, feinkörniger, schlierig dolomitischer Kalk.
70.	0.35 m	braungrauer, z.T. rostig gefleckter, schlierig dolomitischer Kalk; oben Mergelfuge.
69.	0.35 m	körniger, schillführender Trochitenkalk.
68.	0.10 m	graubrauner, schlierig dolomitischer Kalk.
67.	0.05 m	feinporöser Schillkalk mit Trochiten; höckerige Ober- und Untergrenze mit Frassspuren.
66.	0.10 m	Mergellage mit rostig geflecktem Dolomitband.
65.	0.40 m	Schillkalk mit Trochiten, deutliche Wühlspuren.
64.	0.25 m	braungrauer, feinkörniger, schlierig dolomitischer Kalk mit höckeriger Oberfläche.
63.	0.05 m	braungrauer, dolomitischer Kalk mit Mergelfugen.
62.	0.30 m	graubrauner, körniger, z.T. kristalliner Schillkalk mit Trochiten und Lagen oder Linsen von Terebrateln.
61.	1.05 m	schlierig dolomitischer, feinkörniger Kalk mit einer 25 cm mächtigen arenitischen Schillkalkbank 15 cm über der Basis. Bankung 5-25 cm; Schichtgrenzen höckerig und frassgangdurchwühlt.
60.	0.45 m	braungrauer, arenitischer Schillkalk besonders an der Basis; die obere Hälfte leicht dolomitisch mit grossen Trochiten; oben Mergelfuge.
59.	0.20 m	graubrauner, körniger Kalk, oben und unten lokal Trochitennester; Obergrenze höckerig mit Mergelfuge.
58.	0.25 m	leicht schlierig dolomitischer, meist feingebänderter braungrauer Kalk; oben Mergelfuge.
57.	0.25 m	grobspätiger Trochitenkalk mit Schalentrümmern.
56.	0.20 m	zwei Bändchen von grauem, splittrig brechendem, dichtem bis feinkörnigem Kalk.
55.	0.10 m	Schillkalk mit Mergellagen.
54.	0.25 m	oben und unten spätiger Schillkalk, in der Mitte dolomitischer Kalk; höckerige Oberfläche.
53.	0.40 m	graubrauner, lagig bis schlierig dolomitischer, feinkörniger Kalk. An der Basis bis 4 cm grauer, dichter Kalk, darüber bis 7 cm körniger, arenitischer Schillkalk; höckerige Oberfläche.
52.	0.05 m	zwischen zwei Mergellagen trochitenführender, schalentrümmerreicher, leicht eisenschüssiger Kalk.
51.	0.35 m	Trochitenkalk mit Schill, gegen oben Abnahme des Trochitenanteils.
50.	0.30 m	dolomitischer Kalk; im Dach bis 7 cm starke Trochitenlage (Trochiten gesteinsbildend), an der Basis 10 cm grobkörnige Fossiltrümmerlage; oben Mergelfuge.
49.	0.15 m	stark schlierig dolomitischer, feinkörniger Kalk in zwei Lagen mit stark zerfressenen Schichtgrenzen; an der Basis lokal Schill.
48.	0.60 m	zwei Bänke, 40 und 20 cm, von relativ stark dolomitischem Kalk; die obere Bank oben mit weiss verwitternden, kugeligen bis lagigen Silexeinschaltungen; stark höckerige Oberfläche.
47.	0.45 m	die obersten 10 cm fossiltrümmerführend, darunter 30 cm starke Sequenz von schlierig dolomitischem Kalk; unten dünnbankiger, feinkörniger Kalk mit Mergellagen.
46.	0.40 m	10, 10, 20 cm körniger, z.T. schlierig dolomitischer Kalk, relativ reich an Schalentrümmern, an den Schichtgrenzen höckerig mit vielen Frassspuren.
45.	0.20 m	fossiltrümmerreicher Schillkalk, unten z.T. stark dolomitisch.
44.	0.20 m	grauer Kalk, unten und oben Fossilagen bes. mit Terebrateln und Trochiten.
43.	0.55 m	gebankte Folge von schlierig bis lagig dolomitischem Kalk mit einzelnen Schilllagen; höckerige Oberfläche.
42.	1.00 m	zwei 50 cm starke, undeutlich gebankte Serien von braungrauem bis graubeigem, schlierig bis lagig dolomitischem Kalk mit höckerigen und stark durchwühlten Oberflächen.
41.	0.25 m	zwei Bänke von grobkörnigem, trochiten- und schillführendem Kalk mit Mergelfugen.

40.	0.20 m	zwei Bänkchen von schlierig dolomitischem Kalk.
39.	0.30 m	leicht dolomitischer Kalk, in der Mitte 12 cm starke Fossilage mit <u>Coenothyris vulgaris</u> (SCHLOTH.).
38.	0.40 m	25 und 15 cm z. T. dolomitischer Kalk mit grobkörnigen bis kristallin-kalziti-schen Schillagen.
37.	0.50 m	grau brauner, schlierig dolomitischer Kalk.
36.	0.30 m	z. T. leicht poröser, muschelrig brechender Kalk mit Frassspuren an der Oberfläche.
35.	0.20 m	schlierig dolomitischer Kalk mit Frassspuren, oben leicht mergelig.
34.	0.30 m	zwei Bänke von körnigem, leicht spätigem Kalk mit vereinzelt Trochiten.
33.	0.40 m	grau brauner, mehr oder weniger schlierig dolomitischer Kalk mit 5 cm starker Lumachelle in der Mitte; leicht gewellte Obergrenze.
32.	0.20 m	braungrauer, körniger, schlierig dolomitischer Kalk mit höckeriger Oberfläche.
31.	0.75 m	25, 40, 10 cm - Abfolge von z. T. leicht schlierig dolomitischem Kalk mit trochitenführenden Schillagen.
30.	0.10 m	körniger, leicht dolomitischer Kalk; oben mit dolomitischer Mergelfuge.
29.	0.45 m	oben 35 cm grau brauner Kalk mit bis zu 12 cm starken trochitischen Schillagen; unten schlierig dolomitischer, braungrauer Kalk mit Frassgängen.
28.	0.15 m	grauer, leicht eisenschüssiger, leicht spätiger Kalk.
27.	0.10 m	beigegrauer, schlierig dolomitischer Kalk; oben dolomitische Mergellagen.
26.	0.25 m	beiger, körniger, dolomitischer Kalk.
25.	0.20 m	Trochitenkalkbank mit vielen Schalentrümmern.
24.	0.10 m	braungrauer, feinkörniger, schlierig dolomitischer Kalk.
23.	0.30 m	grau brauner, leicht eisenschüssiger, z. T. arenitischer Kalk mit wenig Schill; höckerige Oberfläche.
22.	0.25 m	grauer, schalentrümmerreicher trochitischer Kalk mit <u>Coenothyris vulgaris</u> .
21.	0.10 m	leicht schlierig dolomitischer Kalk mit Schalentrümmerlage und Terebrateln (<u>Coenothyris</u>) in der Mitte; leicht eisenschüssig.
20.	0.10 m	leicht schlierig dolomitischer Kalk.
19.	0.10 m	feingebankter, grauer, körniger Kalk mit einzelnen Trochiten; einzelne Mergelfugen.
18.	0.45 m	grauer, unten schlierig dolomitischer, feinkörniger Kalk mit welliger Oberfläche.
17.	0.30 m	drei Bänke von grau braunem, körnigem Kalk.
16.	0.25 m	brauner, splittrig brechender, dichter bis feinkörniger Kalk; oben Mergelfuge.
15.	0.30 m	drei Bänke von grauem Kalk, oben und unten Mergelfuge.
14.	0.50 m	30 und 20 cm schlierig dolomitischer Kalk mit leicht gewellter und von Frassgängen durchwühlter Oberfläche; untere Bank löcherig.
13.	0.20 m	feinkörniger, schlierig dolomitischer Kalk; oben und unten Mergellage.
12.	0.30 m	grau brauner, leicht schlierig dolomitischer Kalk.
11.	0.35 m	zwei Bänke von leicht schlierig dolomitischem Kalk (Kalk grau braun, dolomitische Schlieren beige); obere Bank z. T. durch wechselnden Dolomitgehalt feingebändert.
10.	0.10 m	grauer, splittrig brechender, feinkörniger Kalk.
9.	0.10 m	grauer, feinkörniger, leicht gefleckter Kalk.
8.	0.15 m	zwei Bänkchen von schlierig dolomitischem Kalk mit Mergellagen an den gewellten Schichtgrenzen.
7.	0.10 m	leicht schlierig dolomitischer Kalk, körnig, mit Schalentrümmerlage in der Mitte.
6.	0.40 m	grauer, feinkörniger, splittrig brechender Kalk; oben Mergelfuge. Bankung 5 - 10 cm.
5.	0.75 m	zwei Bänke, 40 und 35 cm, von grauem, muschelrig brechendem, dichtem bis feinkörnigem Kalk, an der Basis mit dolomitischen Schlieren.
4.	0.65 m	grau brauner, feinkörniger Kalk mit einzelnen dünnen dolomitischen Mergelfugen. Bankung 5 - 40 cm.
3.	0.75 m	beiger, grobkörniger, dolomitischer Kalk bis kalkiger Dolomit, lagig grobporös. Bankung 10 - 40 cm.
2.	0.05 m	grober, arenitischer, feinporöser Schillkalk mit Encrinitenresten.

1. 3.00 m ockergelber bis weisslicher, körniger Dolomit mit unregelmässigen Einlagerungen von Rauhwackebändern. Bankung stark variabel, im Detail nicht erfassbar, da tektonisch bearbeitet.

Die Schichten 21 und 22 entsprechen der Coenothyrisbank, Schicht 77 dem den Trochiten- und Plattenkalk trennenden Mergelhorizont.

Profil 5, NE Burg, P.744.6, Koord. 641 650 / 255 080 (vgl. MERKI, Prof.33)

- | | | | |
|--|--------------------|--------------------|--------------------------|
| | Schichten 71 - 72: | Trigonodusdolomit, | 4.2 m aufgeschlossen. |
| | Schichten 41 - 70: | Plattenkalk, | 14.1 m Totalmächtigkeit. |
| | Schichten 1 - 40: | Trochitenkalk, | 16.6 m aufgeschlossen. |
-
72. 2.50 m beiger, körniger Dolomit mit einzelnen Kalzitdrusen führenden Lagen. Unzusammenhängend aufgeschlossen.
 71. 1.70 m zuoberst Dolomit mit Kalzitdrusen und spätigen, kalzitischen Nestern; gegen unten kontinuierliche Dolomitanteilabnahme. Unten z.T. leicht schlieriger, kalkiger Dolomit mit einzelnen Silexkonkretionen.
 70. 0.30 m oben ca. 5 cm undeutlicher Oolith mit abschliessender Hämatitkruste und ange-deutetem Bonebed. Unten dolomitischer Kalk, gegen oben kristalliner, spätiger Kalk.
 69. 1.35 m schlierig dolomitischer Kalk bis dolomitischer Kalk mit Silexkonkretionen; unterste Bank oben mit wenig Schill. Bankfolge von oben nach unten 60, 15, 20, 40 cm.
 68. 0.15 m schalentrümmerführender Kalk, versteckt oolithisch, leicht limonitisch-eisen-schüssig, vereinzelt Silex.
 67. 0.90 m 70 und 20 cm schlierig dolomitischer, dichter bis feinkörniger, muschel-ig brechender Kalk.
 66. 0.20 m grobkörniger Schillkalk.
 65. 3.10 m oben grauer bis graubeiger dolomitischer Kalk mit geringem Schalentrümmer-anteil, z.T. rostig braun gefleckt, unten schlierig bis gebändert dolomitisch; einzelne Silexkonkretionen. Bankung 10 - 20 cm.
Mergelfuge.
 64. 0.70 m zwei Bänke von hartem, leicht schlierig dolomitischem, graubeigem Kalk, dicht bis feinkörnig, z.T. leicht spätig; unten Mergelfuge.
 63. 0.50 m 10, 05, 15, 10, 10 cm - Folge von dolomitischem, graubraunem, mittelkörnigem Kalk, meist von der Schichtfuge her beige Anwitterung. Unten Mergelfuge.
 62. 0.45 m zwei Bänke dichten bis feinkörnigen, graubeigen Kalkes bis dolomitischen Kalkes; einzelne weiss verwitternde Silexkonkretionen.
 61. 0.10 m graubrauner Kalk, oben dolomitisch, an der Basis Terebratelnlage.
 60. 0.30 m zwei Bänke von schlierig dolomitischem, dichtem Kalk mit zu hellbeigem Pulver verwitternden Silexkonkretionen.
 59. 0.10 m schlierig dolomitischer, feinkörniger Kalk, in der Mitte Lage von Terebrateln-schalen.
 58. 0.45 m zwei Bänke von graubeigem, mehr oder weniger körnigem, dolomitischem Kalk; unten Mergelfuge.
 57. 0.50 m dichter, grauer, muschel-ig brechender Kalk, gegen oben schlierig dolomitisch werdend, unten mit Schillage.
 56. 0.15 m schlierig dolomitischer, grauer bis graubrauner Kalk, lagen- und nestweise grobkörnig-spätig mit Schill.
 55. 0.40 m feinkörniger, graubrauner, schlierig dolomitischer Kalk; unten Mergelfuge.
 54. 0.25 m graubrauner, schlierig dolomitischer Kalk.
 53. 0.25 m beiger, dolomitischer Kalk; unten Mergelfuge.
 52. 0.15 m schlierig dolomitischer Kalk, graubraun, unten mit Terebrateln-schalen, gegen oben starke Dolomitzunahme.
 51. 0.35 m körniger, graubrauner Kalk mit wenigen dolomitischen Schlieren; lokal mit Schillnestern.
 50. 0.75 m zwei Bänke von feinkörnigem, schlierig dolomitischem Kalk; unten Mergelfuge.

49. 0.80 m 10, 15, 05, 15, 10, 25 cm – Folge von schlierig dolomitischem, graubraunem bis beigem, meist feinkörnigem Kalk, lagenweise stark dolomitisch, z. T. mit Schalenrümern. Schichtgrenzen stylolithisch verzahnt.
48. 0.25 m körniger, grauer bis graubrauner Kalk mit herausgelösten Terebratelnlagen (Schalen mit der Wölbung nach oben). Zuoberst 5 cm dichter, schlierig dolomitischer Kalk; Obergrenze gewellt. Unten Mergelfuge.
47. 0.15 m oben dichter, unten körniger, graubrauner, wechselnd stark dolomitischer Kalk.
46. 0.20 m spätiger Kalk mit Schillagen, oben Terebratelnlage.
45. 0.20 m schlierig dolomitischer, stellenweise leicht spätiger, feinkörniger Kalk.
44. 0.05 m schiefrige Folge von dolomitischen Mergeln und dünnen Kalkbändchen.
43. 0.75 m 60 und 15 cm schlierig dolomitischer Kalk.
42. 0.25 m spätiger, leicht glaukonitischer Schillkalk.
41. 0.05 m Mergellage.
40. 0.45 m zwei Bänke von schlierig dolomitischem, z. T. gebändertem, mehr oder weniger dichtem Kalk; unten Mergelfuge.
39. 0.60 m Folge von 40, 05, 15 cm schlierig dolomitischem, dichtem bis feinkörnigem, graubraunem Kalk; an der Basis der obersten, 40 cm mächtigen Bank 10 cm grobkörniger, glaukonitischer Kalk.
38. 0.35 m drei Bänke (10, 05, 20 cm) schlierig dolomitischen Kalkes, dicht bis feinkörnig, mit Schillagen.
37. 0.30 m körniger, arenitischer, meist schlierig dolomitischer Kalk. An der Basis über Mergelfuge 5 cm dichter, grauer Kalk.
36. 0.45 m oben und unten schlierig dolomitischer Kalk, dazwischen 25 cm körniger, mehr oder weniger spätiger, kristalliner Kalkarenit.
35. 0.55 m zwei Bänke von schlierig dolomitischem, graubraunem Kalk; die untersten 20 cm grobkörnig, Schill und Trochiten führend.
34. 0.05 m schlierig dolomitisches, graubraunes Kalkbändchen mit Mergelfugen.
33. 0.20 m leicht schlierig dolomitischer, graubrauner, feinkörniger Kalk mit einzelnen Schalenrümern.
32. 0.25 m 06, 13, 06 cm dichter bis feinkörniger, grauer, schlierig dolomitischer Kalk.
31. 0.25 m zwei Bänke von spätigem, graubeigem, oben grobspätigem, trochitenführendem, unten schlierig dolomitischem Kalk.
30. 0.05 m zwei Bändchen von grobkörnigem, graubraunem Kalk; unten Mergelfuge.
29. 0.90 m meist dichter, graubrauner, schlierig dolomitischer Kalk; gegen oben Einschaltungen von kristallinen Schalenrümernlagen mit einzelnen Trochiten; einzelne Silexkonkretionen.
28. 0.35 m graubrauner, Schill führender Trochitenkalk.
27. 0.65 m lagige bis nestartige Wechsellagerung von feinkörnigem und spätigem, oben körnigem Kalk.
26. 0.05 m grauer, körniger Schalenrümmerkalk.
25. 0.75 m graubrauner, körniger, arenitischer Schillkalk in zwei Bänken, obere Bank spätig.
24. 0.25 m oben grobkörniger Kalk, z. T. mit Schalenrümern, unten 10 cm beige-grauer, dolomitischer Kalk.
23. 0.55 m oben schlierig dolomitischer Kalk, unten 20 cm kristalliner, körniger Kalk; einzelne Silexkonkretionen; z. T. leicht drusig.
22. 0.50 m die oberen 20 cm feinkörniger, darunter grobkörniger, schlierig dolomitischer, graubrauner Kalk; Untergrenze gewellt.
21. 0.50 m schlierig dolomitischer Kalk, die obersten 7 cm kristalliner, körniger Kalk mit dolomitischen Schlieren, darunter 30 cm arenitischer Schillkalk mit Trochiten und braunen Ooiden; unten Mergelfuge.
20. 1.00 m 10, 38, 52 cm – Folge. Oben 10 cm Schillkalk mit Trochiten; im mittleren Teil beige-grauer, schlierig dolomitischer Kalk mit 10 cm starker körniger Lage von Schillkalk mit Trochiten. Unten graubrauner, schlierig dolomitischer Kalk, 5 cm unter der Obergrenze der untersten Bank meist in Nestern 15 cm starke Schillage mit Trochiten; einzelne Silexkonkretionen.

- | | | |
|-----|--------|--|
| 19. | 0.50 m | oben muschelig brechender, z.T. leicht dolomitischer Kalk, die unteren 35 cm teils stark dolomitisch. |
| 18. | 0.15 m | zwei Bänke; oben schlierig dolomitischer, fein- bis mittelkörniger Kalk, unten Schillkalk mit Trochiten. |
| 17. | 0.35 m | braungrauer, schlierig dolomitischer, feinkörniger, meist muschelig brechender Kalk. |
| 16. | 0.50 m | grobkörniger bis körniger Kalk, gegen oben dolomitisch werdend mit Drusen; die untersten 10 cm dolomitischer Kalk mit Drusen. |
| 15. | 0.40 m | 05, 20, 05, 10 cm - Folge von schlierig dolomitischem, graubraunem, mittelkörnigem Kalk, z.T. muschelig brechend; oben stark dolomitisch mit Kalzitdrusen. |
| 14. | 0.35 m | grauer, muschelig brechender, feinkörniger, z.T. leicht schlierig dolomitischer Kalk, stellenweise rotbraun geflammt. |
| 13. | 0.55 m | schlierig dolomitischer, graubrauner Kalk, oben regelmässig dolomitisch, unten muschelig brechend, feinkörnig. |
| 12. | 0.05 m | dolomitische Mergellage. |
| 11. | 0.04 m | graubrauner, fein- bis mittelkörniger Kalk, oben mit Schillage, unten schlierig dolomitisch; an der Basis Mergelfuge. |
| 10. | 0.60 m | 25, 10, 10, 15 cm - Folge von meist schlierig dolomitischem, braungrauem bis beige-grauem Kalk. |
| 9. | 0.50 m | wechselnd stark, besonders oben und unten dolomitischer, graubrauner bis beige-grauer Kalk. |
| 8. | 0.10 m | muschelig brechender, schlierig dolomitischer, mittelkörniger Kalk mit Trochiten. |
| 7. | 0.25 m | braunbeiger, feinkörniger, dolomitischer Kalk. |
| 6. | 0.35 m | graubrauner, körniger, dolomitischer Kalk, Dolomit meist in Schlieren angereichert. Dolomitanteilzunahme gegen unten. Unten Mergelfuge. |
| 5. | 0.50 m | braunbeiger bis hellbeiger, z.T. leicht schwarz gepunkteter, feinkörniger, z.T. stark dolomitischer Kalk; unten dünnbankig. |
| 4. | 0.70 m | Abfolge von oben 40 cm arenitischem Kalk mit dolomitischen Schlieren, unten reich an Brachiopodenschalen, Schalenrümern und Trochiten. In der Mitte 10 cm Kalk mit mergelig-dolomitischen Zwischenlagen. Abschluss gegen unten durch 20 cm körnigen, spätigen, graubraunen Kalk mit Schalenrümern und ooidartigen braunbeigen Körnern. |
| 3. | 0.30 m | grauer, arenitischer Kalk, in der Mitte mit einer 12 cm starken Terebratellage, Schalen oft dolomitisiert. |
| 2. | 0.85 m | 25, 20, 40 cm - Folge von muschelig brechendem, feinkörnigem, grauem Kalk. |
| 1. | 0.20 m | harter, muschelig brechender, dichter, z.T. rötlich geadert grauer Kalk. |

1. Trochitenkalk

Für den gesamten Hauptmuschelkalk finden sich gute Aufschlussverhältnisse in der dem Tafeljura überschobenen Schuppenzone und in der Leutschenberg-Antiklinale des Faltenjura. Für das engere Arbeitsgebiet beläuft sich die Stärke des Trochitenkalkes auf 21–23 m. Die von MERKI (1961) ausgeschiedene basale Trochitenbank konnte an den meisten aufgeschlossenen Stellen beobachtet werden. Seine Vermutung, dass diese Basisbildung dem im N längs des Rheins auftretenden Basaloolith entspreche, wird dadurch erhärtet, dass in einem kleinen Profil, Koord. 640 010 / 253 760, ca. 50 cm über der hier nur 5 cm starken basalen Trochitenbank eine fossiltrümmerführende, leicht oolithische Lage festgestellt werden konnte. Eine analoge Bildung dürfte Schicht 4 in Profil 5 darstellen. Es bestand die Absicht, anhand des besonders in der Grenzregion Trochitenkalk/Plattenkalk gut horizontierbar auftretenden Glaukonits mit der Kali-Argon-Methode eine absolute Altersbestimmung durchzuführen. Die Dünnschliffe zeigten jedoch, dass der Glaukonit nicht, wie für die Präparation des Minerals notwendig, in wohl ausgebildeten Körnern, sondern diffus verteilt oder Kalkkomponenten inkrustierend auftritt.

An Fossilien konnten lediglich Coenothyris vulgaris (SCHLOTH.) und Stielglieder von Encrinurus liliiformis LAM. gefunden werden. Von MERKI wurden jedoch aus Profil 2 folgende Versteinerungen bestimmt:

<u>Acanthoceratites compressus</u> (PHIL.)	(Schicht 82)
<u>Pleuromya musculoides</u> (SCHLOTH.)	(Schicht 85)
<u>Loxonema</u> sp.	(Schicht 95)
<u>Hoernesia socialis</u> (SCHLOTH.)	(Schicht 96)

2. Plattenkalk ("Ceratitenkalk" auct.)

Im Kartierungsgebiet variiert die Mächtigkeit zwischen rund 13 m im E und etwa 16 m im W. Wie schon MERKI darstellte, ist diese Mächtigkeitsabnahme von W nach E hauptsächlich faziell bedingt und beruht auf dem früheren Einsetzen der Dolomitfazies des Trigonodusdolomits.

Für den Plattenkalk charakteristisch ist unter anderem die Abnahme der Fossilien und Fossiltrümmer gegen oben, parallel zu der nach oben zunehmenden Dolomitisierung und dem gehäuftem Auftreten von Silex-Kalzit-Konkretionen. Bemerkenswert ist die Form dieser Bildungen, die, im Gegensatz zu den Silexvorkommen des Anhydrit- und Trigonodusdolomits, oft in gelappter, mehr oder weniger verzweigter, fladiger Form sich zeigen. Die Oberfläche ist meist typisch segmentiert, wobei es sich um kreis-, bogen- oder linsenförmige Anwachsstrukturen handeln kann (vgl. Fig. 3 und Fig. 4). Das Auftreten dieser Gebilde, die eine Länge von bis zu 30 cm erreichen und meist an Schichtflächen auftreten, ist auf die obere Hälfte des Plattenkalkes beschränkt. Das Verwitterungsprodukt bildet ein kreidiges, weisses, feines Pulver.

Eine oolithische Fazies des obersten Plattenkalkes (zusammen mit dem lokal auftretenden Oolith im unteren Trigonodusdolomit von MERKI mit Eptinger-Oolith bezeichnet) konnte einzig in Profil 5 in zwei geringmächtigen Lagen (Schichten 68 und 70) mit krypto-oolithischer Struktur angedeutet gefunden werden.

3. Trigonodusdolomit

Die Stärke des mit dem Einsetzen der völlig dolomitischen Fazies vom Plattenkalk abgegrenzten Trigonodusdolomits schwankt schätzungsweise - der gesamte Komplex ist in keinem Profil zusammenhängend beobachtbar - zwischen 20 und 22 m. Infolge seiner Verwitterungsanfälligkeit sind gute Aufschlüsse selten.

Erwähnenswert ist ein kleiner aufgeschlossener Abschnitt des unteren Bereiches am neuen Weg im Buech SW Oberhof, Koord. 642 000 / 254 330, wo über jeder dünngebankten, mit von violettlichen Kalzitkristallen erfüllten Drusen durchsetzten, beigen Dolomitlage mit leicht gewellten Grenzflächen eine Omission anzeigende Limonitlage festzustellen ist. Interessant sind hier auch vereinzelt, oft linsig auftretende, sandig-dolomitische Lagen. Etwa 8 m über der Basis des Trigonodusdolomits konnte hier als einziges Fossil des Gebietes ein fragliches Entolium discites (SCHLOTH.), schlecht erhalten als Dolomitkern, aufgefunden werden.

Die Frage, ob der Bonebed-artige Abschluss des Plattenkalkes in Profil 5, Schicht 70, den tiefsten derartigen Omissionshorizont in unserem Gebiet andeutet oder ob es sich an beiden Lokalisationen um lokale Bildungen handelt, muss infolge fehlender Aufschlüsse offen gelassen werden.

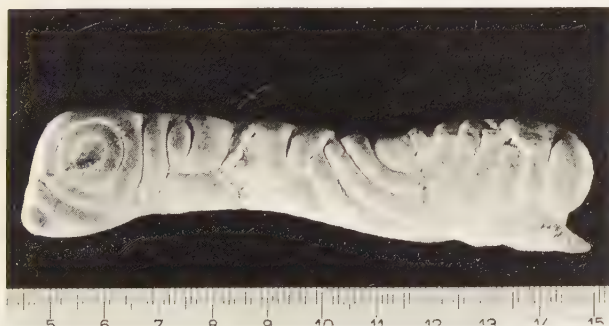


Fig. 3 und Fig. 4
Silexkonkretionen aus dem oberen Plattenkalk (Wegaufschluss NW Leutschenberg).

Der von MERKI (1961, Profil 31) beschriebene Aufschluss NW Salhöf, Koord. 640 800 / 253 820, ist heute grösstenteils überwachsen. Da er als einzige zutage tretende grössere Folge im Arbeitsgebiet die Ausbildung des obersten Trigonodusdolomits zeigt, sei er hier aufgeführt (Schichten 1-6).

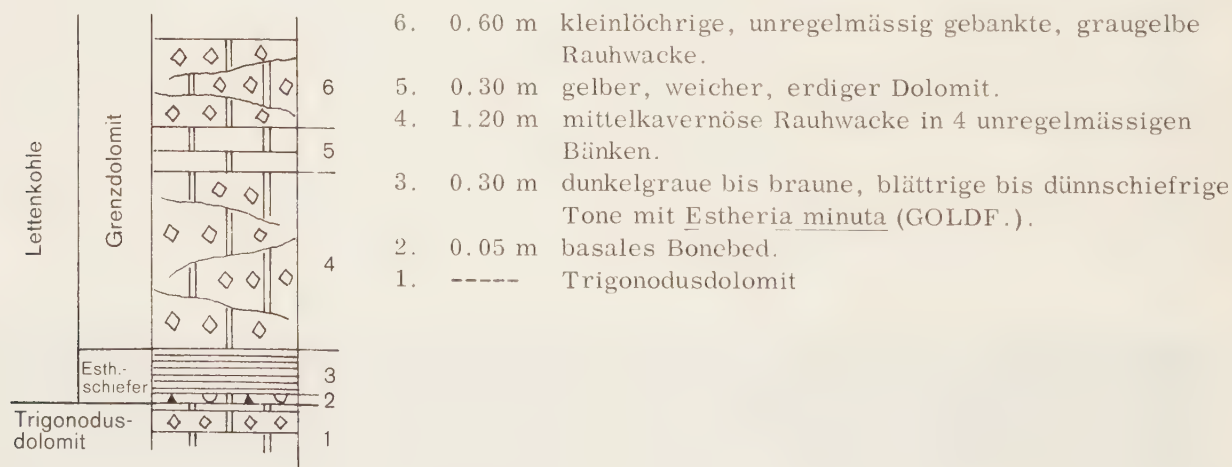
8. 2.40 m Lettenkohle (siehe Profil 5a).
7. 0.05 m eisenschüssiger, brekziöser Aufbereitungshorizont mit Quarzkörnern, Schalen-trümmern, Knochen- und Zahnresten (basales Bonebed der Lettenkohle).
6. 0.05 m weicher, erdiger, gelber, sandiger Dolomit.
5. 0.15 m grosskavernöse Rauhwanke mit zerbrochenen Silexlagen.
4. 0.20 m körniger, beiger, mechanisch leicht verwitternder Dolomit. Nach allen Richtungen von feinen Kalzitadern durchzogen.
3. 0.75 m grosskavernöse Rauhwanke mit zerbrochenen grauschwarzen Silexlagen und Zwischenlagen von grobschiefrig gebanktem, körnigem Dolomit.
2. 4.10 m Wechsellagerung von unregelmässigen, grosskavernösen Rauhwankebändern und Lagen körnigen, weichen, von einem feinen Netz feiner Kalzitadern durchzogenen Dolomits. Bankung 10-40 cm.
1. 1.00 m hellgelber, körniger, zu weissem Staub verwitternder Dolomit mit feinen Kalzitdrusen. Bankung grob, undeutlich.

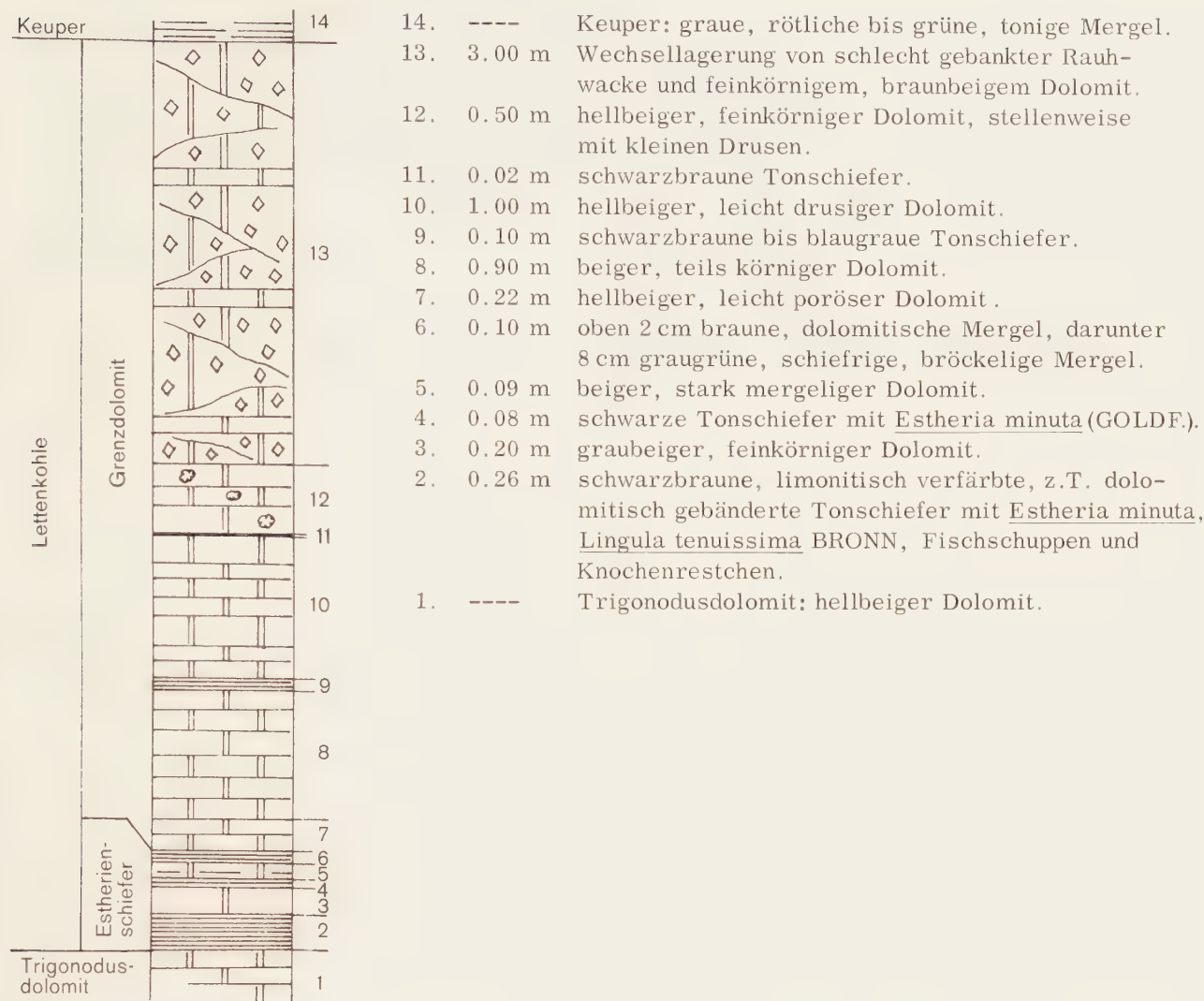
4. Lettenkohle

Eine Zweiteilung in Estherienschiefer unten und den bedeutend mächtigeren Grenzdolomit oben ist an den der Beobachtung zugänglichen Stellen gut möglich, obwohl in den tonigen Estherienschiefer Dolomite wie auch in den hauptsächlich dolomitischen Gesteinen Tonschichtchen zwischengelagert sein können.

Zur Darlegung der Verhältnisse dienen die folgenden zwei Profile als momentan einzig gut erfassbare Aufschlüsse: Profil 5a, Koord. 640 800 / 253 820, NW Salhöf (Aufnahme P. MERKI, Prof. 31), als stratigraphische Fortsetzung der oben angeführten Folge des obersten Trigonodusdolomits, und Profil 5b, Koord. 637 200 / 251 250, als Wegaufschluss am W-Ende des Leutschenbergs.

Profil 5a, NW Salhöf, Koord.: 640 800 / 253 820 (ergänzt nach MERKI, 1960, Prof. 31).





Die Esterienschiefer erreichen in diesem Abschnitt demnach eine Stärke von 30 - 75 cm und sind entweder als reine Tonschiefer oder als Wechsellagerung von dunklen, lagig oder schlierig limonitisch gebänderten und verbackenen, z. T. leicht sandigen Tonschiefern und beigen bis grauen, z. T. stark mergeligen Dolomiten ausgebildet.

Die von MERKI (1961, p.172) angenommenen 2 bis 4 m für den Grenzdolomit werden in Profil 5b als einzige die Gesamtmächtigkeit zeigende Stelle mit 5.50 m beträchtlich überboten.

II KEUPER

Im Gelände gewährt die obere Trias nur sehr lokale Aufschlüsse und erlaubt kaum durchgehende Beobachtung. Dank Bohrungen und dem Aufschluss der Tongrube der Dachziegelwerke in Frick sind wir über die Entwicklung des Keupers im Fricktal mindestens oberhalb des Gipskeupers gut orientiert.

Das Rhät fehlt durchwegs, und auch der oberste Hauptkeuper (Aequivalente der Knollenmergel) ist kaum vertreten. Die Gesamtmächtigkeit schwankt zwischen 120 und 150 m.

Unterteilung:	Obere bunte Mergelschichten	} mittlerer (bis oberer) Hauptkeuper
	Gansingerdolomit	
	Untere bunte Mergelschichten	
	Schilfsandsteinschichten	
	Gipskeuper	unterer Hauptkeuper

A GIPSKEUPER

Aufschlüsse finden sich im Faltenjura im südlichsten Antiklinalkern in einer verlassenen Grube E Rintel, NW P. 677.3, Koord. 638 750 / 249 950, wo sich 25–30 m weisser bis rötlicher Gips in wenig mächtigen Lagen und Bändern, unterteilt durch wechselnd starke, schwarzgraue, schiefrige Tonmergel mit dünnen Alabasterschichten zeigt. Durch Vergleich mit der Gipsgrube S des Bänkerjochs darf dieses Vorkommen wohl dem unteren Teil des Gipskeupers zugewiesen werden.

Eine weitere Gipszone lässt sich im N-Schenkel der Geissflue-Synklinale über Altschür – Oberer Sennhof – Bruggacher verfolgen, in der Landschaft angedeutet durch einzelne Einsturztrichter; W Altschür dürfte es sich bei den Vertiefungen jedoch um eine alte Gipsgrube handeln.

Von der Gips-Union wurde 1966 mit der Prospektion für eine Ausbeutung des Gipslagers in der Gegend der Pilgerhöf S Oberhof begonnen.

Wahrscheinlich ist der Gipsanteil des unteren Hauptkeupers primär nicht überall derselbe. Ob eine diapirartige Anreicherung des Gipses lokal stattgefunden hat, kann nicht entschieden werden. Jedenfalls sind deren Ausmasse bestimmt viel kleiner als in den analogen Bildungen der Anhydritgruppe.

B MITTLERER (BIS OBERER?) HAUPTKEUPER

1. Schilfsandsteinschichten

Mit dem Aufhören der Gipslagen in den grauen und schwarzen Tönen und dem Einsetzen von sandigen Einschaltungen wird die lithostratigraphische Grenze zwischen unterem und mittlerem Hauptkeuper gezogen. Charakteristisch ist das Auftreten von rotem bis grünlichem, glimmerführendem, fein- bis mittelkörnigem Sandstein, teils in harten, deutlichen Bänken, teils als dünne Lagen inmitten von Mergeln oder auch nur angedeutet als stark tonige Sande oder siltige Tone.

In den Sandbänken ist meist häufig Kreuzschichtung beobachtbar.

Die Mächtigkeit mag zwischen 10–15 m liegen. Profile lieferten ein heute überschütteter Wegaufschluss in Erliböden N Leutschenberg, 2 km E Zeglingen (BARTHOLET, 1964, p. 61), mit 15 m Gesamtmächtigkeit und der Aufschluss der Tongrube der Dachziegelei Frick, Koord. 642 900 / 262 050 (Prof. 6, Taf. I), mit 10.5 m Totalstärke.

Am Aufbau der Schilfsandsteinschichten sind örtlich verschieden bunte Mergel und Tone und wenig mächtige Dolomitlagen beteiligt.

2. Untere bunte Mergelschichten

Da die Grenze rein lithologisch mit dem Aufhören der Sandeinschaltungen gezogen wird, kann es kaum erstaunen, dass die angetroffenen Aufschlüsse recht unterschiedliche Mächtigkeiten zeigen. Handelt es sich in Erliböden um rund 10 m dunkelgraue und rötliche, dolomitische Mergel (BARTHOLET 1964, p. 62), so messen in Profil 6 die schwarzen, grünen bis roten, tonigen Mergel mit einer zwischengelagerten Dolomitbank nur noch 3.85 m.

Wie die Zusammenstellung von Bohrprofilen in Tabelle 1, p. 37 veranschaulicht, schwanken die Mächtigkeiten von Schilfsandsteinschichten und Unteren bunten Mergelschichten, je nach Interpretation des Befundes, beträchtlich.

3. Gansingerdolomit

Dieses am häufigsten aufgeschlossene Glied des Keupers aus beigem bis gelbbraunen, feinkörnigen bis dichten, scharfgebankten, oft kubisch zerfallenden Dolomiten mit Mergel einschaltungen bildet neben dem Lias im Gelände oft eine harte Rippe. Auffallend sind Dendriten an den Schicht- und Kluftflächen, eine schichtweise auftretende Feinstbänderung und – lagig vorkommend – typische schwarze Punktierung, wohl durch Manganoxyd.

Aufschlüsse finden wir im Faltenjura S Schleipfi, SSW Rohr, Koord. 639 100 / 250 020. Aufgeschlossen sind 2.95 m.

- | | | |
|-----|--------|----------------------------------|
| 10. | 0.10 m | beiger Dolomit in zwei Bänklein. |
| 9. | 0.17 m | sehr feingeschichteter Dolomit. |

8. 0.02 m Mergelfuge.
7. 0.13 m Dolomit in 1 cm starken Lagen.
6. 0.03 m graues, schiefriges Mergelbändchen.
5. 0.30 m beiger Dolomit, Bankung 5 cm.
4. 0.11 m beige-grauer Dolomit, Bankung 1 – 5 cm.
3. 0.03 m dünn-schiefriges Mergelbändchen.
2. 0.25 m beiger bis gelbbrauner Dolomit, Bankung 1 – 5 cm.
1. 1.80 m beiger bis grauer, dichter Dolomit, Bankung 10 – 15 cm.

und S Kienberg, N Schürmatt, Koord. 640 150 / 253 190 und Koord. 640 450 / 253 270. Aufgeschlossenen sind 1.12 m.

8. ca. 10 m unter der Liasuntergrenze nicht aufgeschlossen.
7. 0.36 m gelbbrauner, schwarzgepunkteter Dolomit, Bankung oben 1 – 3 cm, unten 15 cm mächtige Lage mit gewellter Unterseite.
6. 0.15 m dünngebankter, gelbbrauner, schwarzgepunkteter Dolomit.
5. 0.04 m oben gelbbrauner, unten rauchgrauer Dolomit.
4. 0.30 m gelbbrauner, schwarzgepunkteter Dolomit, Bankung 3 – 4 cm.
3. 0.06 m grauer, blättriger, schiefriger Dolomit.
2. 0.04 m grauer Dolomit mit einzelnen schwarzen Punkten.
1. 0.22 m gelbbrauner Dolomit, schwarz gepunktet.

Der ganze Komplex war in Erliböden erfassbar und misst nach BARTHOLET (p.62) 4 m. In der Ziegeleigrube Frick beträgt die Stärke 5.15 m. Laut Tabelle 1 wurden in der Umgebung von Frick Totalmächtigkeiten bis zu 8.90 m durchteuft.

4. Obere bunte Mergelschichten

Einzig in Profil 6 (Frick) sind diese Schichten in ihrer gesamten Mächtigkeit von 14.10 m der Beobachtung zugänglich. BUSER (1961) (vergl. Tabelle 1) rechnet jedoch (Bohrung 23) bis 21.80 m zu den Oberen bunten Mergelschichten. Im untersuchten Gebiet des Faltenjura dürften diese grünen, grauen, roten bis violetten dolomitischen Mergel mit wenigen Dolomitlagen die Stärke von 10 m kaum überschreiten. Festzuhalten ist das Auftreten von Saurierknochen in Profil 6 in einem Horizont der Oberen bunten Mergelschichten (unterer Abschnitt von Schicht 65), ca. 4 – 4.5 m unterhalb der Keuperobergrenze. Nach einer mündlichen Mitteilung von Dr. HÜHNERMANN (Pal. Inst. Zürich) dürfte es sich wahrscheinlich um Fragmente von Platinosaurus handeln. Durch Vivianit-Imprägnationen sind die Knochen violettlich verfärbt.

T. PETERS (1964) hat die Lias- und Keuperablagerungen von Frick tonmineralogisch studiert. Es zeigt sich dort, dass allein anhand der Tonmineralienkomposition die einzelnen Mergel-Tonkomplexe voneinander abgetrennt werden können, indem in den Oberen bunten Mergelschichten nur Illit, in den Unteren bunten Mergelschichten Illit und Chlorit und in den Mergeln des Gipskeupers neben Illit und Chlorit in bedeutendem Masse auch Corrensit auftritt.

Es sei darauf hingewiesen, dass der Hauptkeuper in diesem Gebiet in seinem oberen Teil unvollständig ausgebildet ist. Äquivalente der im N und NE auftretenden Knollenmergel und des Stubensandsteins fehlen. Ebenso lassen sich, wie oben erwähnt, Bildungen des Rhät nicht nachweisen.

Wie weit in Prof. 6 Schicht 69 einen Kondensationshorizont darstellt, kann nicht eindeutig entschieden werden (vgl. p.38).

Für die regionalen Zusammenhänge, im besonderen des Schilfsandsteins, sei auf P. WURSTER (1965) verwiesen.

Profil 6, Tongrube der Dachziegelwerke Frick

Koord. 642 900 / 262 050 Aufnahme 17.10.1966

Schicht 70: Insektenmergel (Lias)

Schichten 43 - 69: Obere bunte Mergelschichten 14.10 m

Schichten 30 - 42: Gansinger Dolomit 5.15 m

Schichten 23 - 29: Untere bunte Mergelschichten 3.85 m

Schichten 2 - 22: Schilfsandsteinschichten 10.45 m

Schicht 1: Gipskeuper

Gesamtmächtigkeit des mittleren Hauptkeupers 33.5 m.

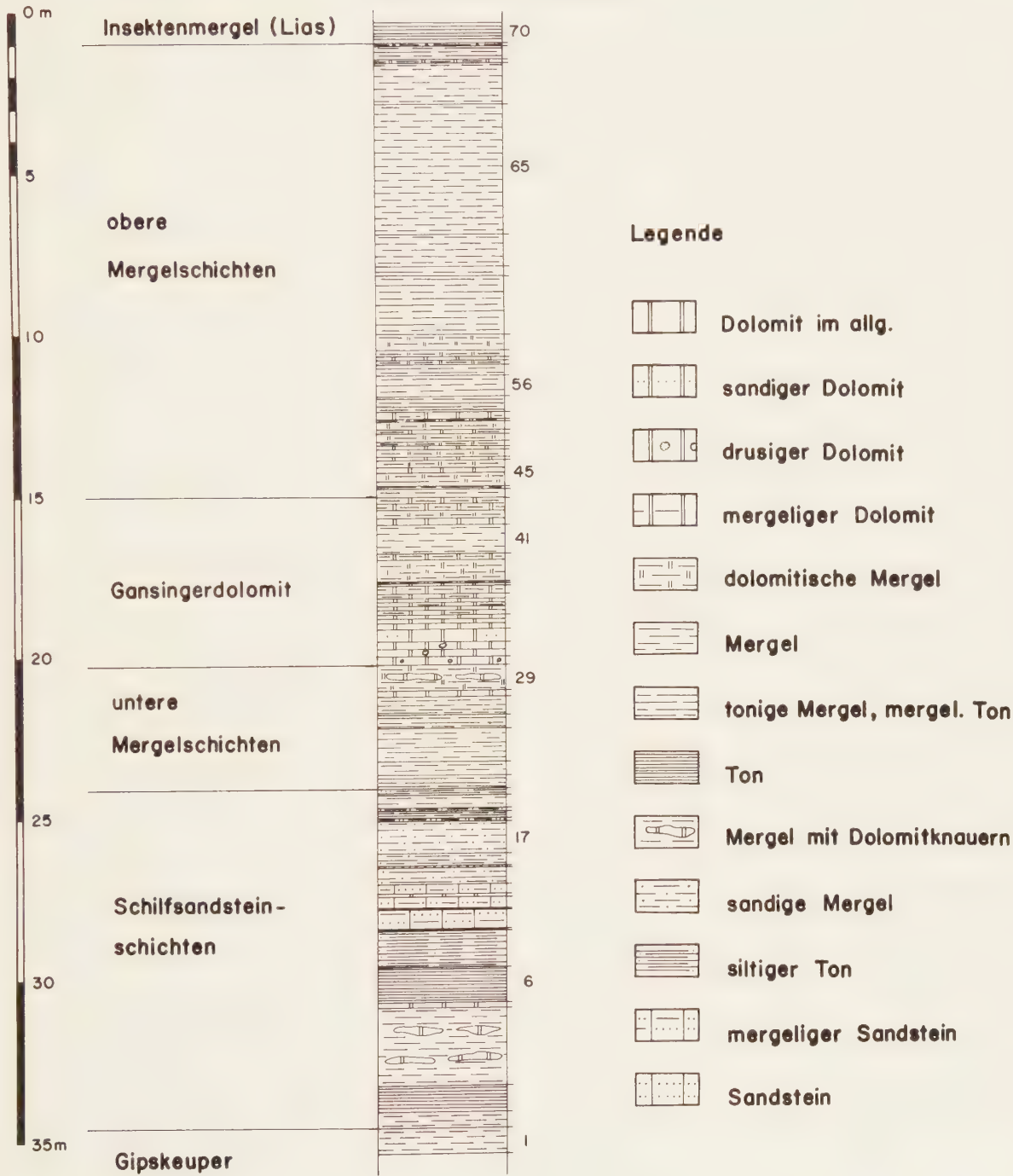
70.		Insektenmergel, unten limonitisch verfärbt.
69.	0.10 m	grüne tonige Mergel, stark limonitisch durchwachsen und verkrustet, z.T. feinporös infolge herausgelösten Limonits.
68.	0.40 m	graue bis grünliche tonige Mergel.
67.	0.10 m	hellbeige bis gelbe dolomitische Mergel bis mergeliger Dolomit.
66.	1.30 m	graue bis beige graue Mergel.
65.	4.00 m	graue bis violettgraue, z.T. grünlich gefleckte Mergel.
64.	1.00 m	grauviolette bis violette Mergel mit kalzitischem Netzwerk.
63.	0.30 m	grünlichgelbe tonige Mergel.
62.	1.80 m	unten beiger, oben grauer bis grauvioletter toniger Mergel, z.T. mit kalzitischem Netzwerk durchzogen.
61.	0.50 m	unten rote, im oberen Drittel hellrote bis rotbeige dolomitische Mergel, seitlich ersetzt durch grüne Mergel.
60.	0.20 m	grünliche bis beige, seitlich ersetzt rote dolomitische Mergel.
59.	0.10 m	braunbeiger Dolomit.
58.	0.15 m	beige bis grünliche dolomitische Mergel.
57.	0.30 m	rote, beige gebänderte, gefleckte, tonige Mergel.
56.	0.65 m	unten beigerote, nach 10 cm braunrote bis violettrote tonige Mergel mit grünlichen, mm-dünnen Mergellagen.
55.	0.50 m	violettroter mergeliger Ton.
54.	0.25 m	beiger Dolomit und dolomitische Mergel mit dünnen grünlichen Mergellagen.
53.	0.05 m	beige, weinrot gefleckte, oben grünliche dolomitische Mergel.
52.	0.25 m	braunrote dolomitische Mergel, z.T. in beigen Linsen.
51.	0.15 m	hellroter toniger Dolomit.
50.	0.20 m	braunrote dolomitische Mergel, in der Mitte knauerige, braunbeige Dolomitlage.
49.	0.15 m	beige, dolomitische Mergel.
48.	0.10 m	hellbeiger, dendritischer Dolomit.
47.	0.25 m	beige, z.T. grünliche, feingeschichtete, dolomitische Mergel mit kalzitisierten Lagen.
46.	0.12 m	2 braunbeige Dolomitbänklein.
45.	0.80 m	beiger, feingeschichteter, unten z.T. lagig grünlicher, toniger, besonders gegen oben dolomitischer Mergel bis Dolomit mit mergeligen, grünlichen, kalzitisierten Lagen.
44.	0.08 m	beige-feingeschichtete, grünliche tonige Mergel.
43.	0.30 m	beige Mergel mit grünlichen Lagen.
42.	0.80 m	beiger, oft dendritischer, feingeschichteter bis gebänderter, mergeliger Dolomit bis dolomitischer Mergel; durchzogen von Kalzitnetz.
41.	0.90 m	graubeige, feingeschichtete Mergel (nach PETERS mit Goethit-Linsen).
40.	0.90 m	graubeige bis beige dolomitische Mergel bis mergeliger Dolomit oben. Die einzelnen 3 - 10 cm starken Bänklein durch kalzitisierte Mergelfugen getrennt.
39.	0.01 m	oben und unten kalzitisierte, harte Dolomitlage, z.T. limonitisch.
38.	0.05 m	beige, blätterige, dolomitische Mergel, tonig.
37.	0.05 m	beiger, körniger, weicher Dolomit.
36.	0.02 m	kalzitisierter, feingebänderter mergeliger Dolomit.
35.	0.23 m	unten dolomitische Mergel, gegen oben beiger Dolomit.
34.	0.65 m	durch kalzitisierte Mergelfugen getrennte Dolomit- bis mergelige Dolomitbänklein, Bankung 5 - 13 cm.

Tafel I Keuperprofil Frick

Profil 6

Tongrube der Dachziegelwerke Frick

Koord.: 642 900 / 262 050



33.	0.45 m	dünnbankiger, beiger Dolomit.
32.	0.40 m	beiger, z.T. sandiger Dolomit, schwarz gepunktet.
31.	0.45 m	graubrauner, dichter, stellenweise grobporöser, kubisch zerfallender, dentritischer, harter Dolomit, an den Kluftflächen Ringe von Manganoxyd, Bankung 20 cm.
30.	0.25 m	brauner, z.T. feinpröser, sandiger Dolomit.
29.	0.80 m	grünliche und beige, dolomitische Mergel mit einzelnen knauerigen, z.T. auskeilenden Dolomitlagen.
28.	0.20 m	beiger Dolomit in 2 Lagen.
27.	0.55 m	grünliche und beige gefleckte Mergel, oben limonitische Lage, unten übergehend in tonige Mergel.
26.	0.45 m	rote tonige Mergel.
25.	1.00 m	violettrote bis rote, z.T. grün gefleckte bis geschichtete siltige tonige Mergel.
24.	0.40 m	grüner, beige gefleckter Mergel.
23.	0.45 m	rot-violetter bis violetter toniger Mergel.
22.	0.20 m	roter bis grünlicher sandiger Ton, nach oben übergehend in grünen Sandstein.
21.	0.40 m	rote, siltige Mergel.
20.	0.08 m	härtere, rote, z.T. grünliche, sandige Mergel.
19.	0.20 m	grüner, rot gefleckter, mergeliger Ton.
18.	0.10 m	braunrote, grüngefleckte, sandige Mergel bis mergeliger Sand.
17.	1.00 m	unten 10 cm hellbeiger, darüber meist roter, z.T. grün gefleckter, sandiger Mergel.
16.	0.40 m	roter, grün gefleckter, toniger, leicht sandig-siltiger Mergel.
15.	0.05 m	grünliche, in der Mitte violette Sandlage.
14.	0.50 m	roter, grün gefleckter, leicht sandiger, toniger Mergel.
13.	0.30 m	grüner, mergeliger Sandstein.
12.	0.10 m	grauer bis grünlicher Dolomit, knollig springend, mit limonitisch-braunen angewitterten Bruchflächen.
11.	0.32 m	unten rotbrauner, oben grüner, mergeliger Sandstein.
10.	0.05 m	schwarzvioletter, feingeschichteter, mergeliger Ton.
9.	0.60 m	unten roter, oben grüner, glimmeriger, z.T. toniger Sandstein.
8.	0.10 m	gelbe Tonlage.
7.	1.10 m	roter siltiger Ton.
6.	1.10 m	rot, gelb und blau gefleckter Ton.
5.	0.15 m	gelbe Dolomitbank.
4.	2.40 m	Wechselagerung von grünem Mergel und gelben, knauerigen Dolomitbänken.
3.	0.80 m	grüner Ton.
2.	0.50 m	harte, graue Mergelbank.
1.	0.80 m	schwarze, bröckelige Mergel.

Schichten 1 - 8 ergänzt nach PETERS (1964).

Eine genaue Parallelisierung der einzelnen Schichten mit den Profilen von PETERS und S. SEILER (1961) erwies sich infolge der starken Färbungswechsel und dementsprechend anderer Grenzziehung sowie wegen der relativen Inkonzanz von Sandeinschaltungen und dolomitischen Lagen meistens nicht als durchführbar.

Zusammenstellung der Koordinaten der im Text und in Tabelle 1 verwerteten Bohrungen:

Bohrung 29: 641 470/261 740	20: 642 000/261 650	7: 642 960/261 960
23: 641 780/261 610	22: 642 040/261 750	9: 643 030/261 860
21: 641 890/261 620	17: 642 200/261 540	10: 643 760/261 005
16: 642 035/261 510	6: 642 880/261 980	11: 643 960/261 100

Aufnahmen der Bohrungen: 10 und 11: unbekannter Bohrmeister
übrige: H. BUSER (1961).

Tabelle 1: Zusammenstellung von Bohrerergebnissen im Keuper und Lias in der Gegend von Frick

Bezeichnung der Bohrung	29	23	21	16	20	22	17	6	7	9	10	11
Jurensisschichten	>2.00											
Posidonienschiefer	14.70	>4.40	>11.00		>7.00						>12.00	>18.60
Mittellias	4.00	} 6.70	8.70	>5.00	7.00	>2.00					7.80	6.90
Obliquaschichten	1.80											
Obtusustone	21.20	20.60	19.90	14.50	20.00	20.00	>11.00		>10.80	>6.00	19.00	19.60
Arietenkalk und												
Angulatenschichten	3.20	3.40	>2.00	5.00	5.00	3.50	4.00	2.00	3.70	3.50	2.30	2.80
Insektenmergel	1.00	1.00		1.00	1.00	0.50	1.00	0.50	1.50	2.00	2.40	2.30
Obere bunte Mergelschichten	19.70	21.80		21.50	>2.00	18.00	20.00	18.00	19.00	18.70	16.70	10.90
Gansingerdolomit	>4.00			4.00		>1.00	5.00	8.60	6.80	8.10	4.60	8.90
Untere bunte Mergelschichten				} 12.00			9.20	5.00	} 10.40	13.40	10.20	2.70
Schilfsandsteinschichten							1.80				>2.00	12.30
Gipskeuper							>6.00		1.80			

JURA

I LIAS

Die Aufschlussverhältnisse im Faltenjura sind im Lias zur Zeit dürftig. Ausser im Liaszug des N-Schenkels der Geissflue-Synklinale finden sich meist nur fragmentarisch kleinere Anrisse im Arietenkalk und den verkalkten Obtusustonen. Der Klarheit wegen seien kurz die "Zonen"-Bezeichnungen von F. MÜHLBERG (1908, p.48 f) für den Lias von Blatt Aarau mit der hier verwendeten Einteilung parallelisiert:

	Bezeichnung	F. MÜHLBERG, 1908
Toarcian	Jurensisschichten	Jurensisschichten
	Posidonienschiefer	Posidonienschiefer
Pliensbachian	Spinatumschichten	} Margaritatusschichten
	Margaritatusschichten	
	Davoeischichten	} Numismalisschichten
	Jamesonischichten	
Sinemurian	Obliquaschichten	} Oberer Arietenkalk
	Obtusustone	
	Arietenkalk	} Unterer Arietenkalk
Hettangian	Angulatenschichten	
	Insektenmergel	Insektenmergel

Nach Angaben von F. MÜHLBERG, die, wie leider auch alle seine anderen Mächtigkeitsangaben, ohne Ortsbezeichnung sind und daher nur bedingt für grössere Gebiete Gültigkeit haben, lässt sich für den Lias des südlichen Untersuchungsgebietes eine Stärke von nur 15 - 20 m abschätzen.

Im Liaszug Schafmatt - Salhöf ist mit einer ungefähren Stärke von rund 25 m schon eine deutliche Mächtigkeitsentwicklung festzustellen, die sich bis in die Gegend von Frick bis auf 50 m steigert. Anhand zahlreicher Bohrungen und lokaler Aufschlüsse im weiteren Gebiet der Dachziegelwerke Frick sind wir über die Ausbildung des Lias gut orientiert. Die von H. BUSER 1961 aufgenommenen Bohrprofile der Gegend von Wolberg - Egg - Ziegeleigrube und die betriebsintern aufgezeichneten Profile der Bohrkampagne Cheesleten sind leider meist sehr wenig detailliert, in vereinfachten technischen Ausdrücken gehalten und daher besonders für den mittleren Lias unbrauchbar.

Mit Liasprofilen dieses Tafeljuraabschnittes beschäftigten sich bereits C. MOESCH (1867, Fossiliste), A. ERNI (1910), E. BRÄNDLIN (1911), L. BRAUN (1920), F. WOLTERSDORF (1943-46, Manuskript), H. BUSER (1952), M. ZIEGLER (1958) und T. PETERS (1964).

An Aufschlüssen konnte der untere Lias und der untere Teil des Mittellias ausgemessen werden. Die übrigen Angaben wurden Bohrprofilen entnommen.

1. Insektenmergel

F. MÜHLBERG (1908, p. 50) schätzt die Mächtigkeit der schwarzen, schiefrigen, z.T. merge-

ligen Tone für den Faltenjura auf ca. 0.2 m bis 1 m im SW Abschnitt des Arbeitsgebietes. In Profil 6 dürfte der untere Teil von Schicht 70 und eventuell auch Schicht 69 dem "Laubberghorizont" von S. SEILER (1961, p. 79 - 83) entsprechen. Fossilien konnten keine gefunden werden. Der an der Typuslokalität 0.03 m messende Horizont mit kleinen Lamellibranchiern und Seelilienstieli-gliedern und einem Haifischzahn wird von SEILER als Transgressionsbildung des Liasmeeres ge-deutet.

In Profil 9 messen die Insektenmergel 0.5 m, werden gegen Norden mächtiger und erreichen um Frick 0.5 m (Bohrungen 6 und 22) bis maximal 2.4 m (Bohrung 10, Cheesleten). Meistens wur-den in den Bohrungen ca. 1 m mächtige Insektenmergel durchfahren. In der Ziegeleigrube Frick, Profil 11, Koord. 642 900/262 125, sind als Totalmächtigkeit 2.0 m beobachtbar. Auffallend bei diesen schwarzen, sterilen, glimmerführenden, z.T. siltigen Tonen sind an den Schieferflächen weisse, hauchdünne Kalzitrossetten von bis zu 2 cm Durchmesser und Pyritkonkretionen sehr unter-schiedlicher Form.

2. Angulatenschichten

Dieser Zone entsprechen die von MÜHLBERG (1908, p.49) mit bis zu 0.8 m angegebenen spätigen, z.T. eisenoolithischen Kalke und Mergel mit zahlreichen Cardinien (Cardinienbänke) an der Basis seines Unteren Arietenkalkes.

Im Liaszug Schafmatt - Salhöf (Profil 9 und 10) folgt über den Insektenmergeln direkt 2.0 - 2.3 m körniger, braunbeige anwitternder, stark sandiger Kalk mit grossen, bis 10 cm im Durch-messer erreichenden Kalzitdrusen; er ist fossilileer und kann neben den Angulatenschichten auch den Arietenkalk umfassen. In Profil 11 sind 0.9 m von unten spätigem, gegen oben leicht eisen-oolithischem, sandigem Kalk aufgeschlossen. An Fossilien konnten unter anderen bestimmt werden *):

- 2 Schlotheimia depressa (WAHNER)
- 1 Schlotheimia angulata (SCHLOTHEIM)
- 3 Cardinia glabra (AGASSIZ)
- 3 Cardinia listeri (SOWERBY)

In den Bohrungen wurden die Angulatenschichten immer mit dem Arietenkalk als lithologische Ein-heit zusammengefasst.

3. Arietenkalk

Im Faltenjura lieferten diese spätigen, meist eisenschüssigen, z.T. harten, blaugrauen bis braungrauen, sandigen Kalke mit Mergellagen, ohne im Zusammenhang erfassbar zu sein, in loka-len kleinen Aufschlüssen eine reiche Fauna. Als Fundstellen sind zu nennen:

- N Stüsslingen, Koord. 639 810/250 480
- NE Rohr, Koord. 639 770/251 270
- NE Rohr, Koord. 639 600/251 600

Da die Fossilien nicht aus genau horizontierbaren Aufschlüssen stammen, verzichten wir auf eine Fossilliste.

Vermerkt sei noch ein temporärer Aufschluss ENE Kienberg, Koord. 640 050/254 475. Es han-delt sich um ein tektonisch aufgeschürftes Arietenkalkpaket, das folgende, meist limonitisch um-krustete Fossilien lieferte:

- Gryphaea obliqua GOLDF.
- Lima (Plagiostoma) sp.
- Chlamys cf. textoria (SCHLOTH.)
- Isocrinus tuberculatus (MILLER)
- Belemniten

Im Tafeljura um Frick bilden mehr oder weniger massige, harte, eisenschüssige, spätige, z.T. schlierig mergelige Sandkalke und untergeordnet, besonders im oberen Abschnitt, schwarze, sandige Mergel den Arietenkalk. In Profil 11 sind 2.65 m dieser Serie beobachtbar. In der Anwit-terung treten, markant in Lagen angereichert, Fossilhorizonte hervor, die 30 - 40 cm im Durch-messer erreichende Arietiten, bis 50 cm grosse Nautiliden und bis 25 cm lange Plagiostomen

*) Die Liasfossilien wurden in verdankenswerter Weise von Dr. ZINGG, Basel, bestimmt.

neben zahlreichen anderen Fossilien führen. Aus Profil 11, Schicht 4, wurden bestimmt:

Arietites bucklandi (SOW.)
Metopliceras aff. conybeari (SOW.)
Epammonites latesulcatus (QUENST.)
Coronicerat
Paracenoceras intermedium (SOW.)
Chlamys aequalis (QUENST.)
Lima (Plagiostoma) gigantea (SOW.)
Pleuromya liasina (ZIETEN)
"Rhynchonella" cf. ammonitica (QUENST.)

Die Mächtigkeit des Arietenkalkes bewegt sich in der Umgebung von Frick zwischen 2.50 m und 4.50 m (Bohrung 20).

4. Obtusus- oder Turneri-Tone

Das einzige kleine Profil im südlichen Faltenjura, Profil 7, N Stüsslingen, Koord. 639 750 / 249 125, liegt in dieser Zone und zeigt eine stark verkalkte Fazies mit Sandkalkknauern und Silex-konkretionen; dies macht den Begriff "Oberer Arietenkalk" von F. MÜHLBERG verständlich.

In der Gegend Schafmatt - Salhöf stellt sich bereits eine starke Vertonung der Serie, die von den Obliquaschichten nicht abgetrennt werden konnte, mit zunehmender Mächtigkeit ein. Vom 9 - 11 m mächtigen Komplex sind in Profil 10, Tobel NE Schafmatt, Koord. 640 450 / 253 250, oben 3 m tonige, sandige, schwarze Mergel mit harten Sandkalkknauern aufgeschlossen und entsprechen wahrscheinlich z.T. den Obliquaschichten.

Im Gebiet von Frick erreichen die Obtusustone eine Stärke bis zu 21.20 m (Bohrung 29) und sind als glimmerführende, graue bis schwarze, sandige bis siltige, mergelige Tone ausgebildet.

5. Obliquaschichten

Trotz unglücklicher Wahl der Bezeichnung - *Gryphaea obliqua* tritt schon in den Arietenkalken auf - wird der Name vorläufig beibehalten.

Die Untergrenze dieser Schichten ist einzig in Profil 12, Egg bei Frick, Koord. 641 950 / 261 800, sichtbar, wo eine Wechsellagerung von grauen bis hellgrauen Kalken, Mergeln und späten, eisenschüssigen Knauerlagen (Schichten 2 - 5) von 1.70 m Mächtigkeit als Obliquaschichten betrachtet wird. BUSER (1961) fasste in den Bohrprofilen die Obliquaschichten mit dem Mittellias als lithologische Einheit zusammen.

6. Jamesoni- bis Spinatumschichten

Im Faltenjura ist einzig im Liaszug Schafmatt - Salhöf der Mittellias angerissen, kann aber auch hier mangels Fossilien nicht detailliert werden (Profil 10).

Im Tafeljura sind in Profil 12 1.75 m Mittellias beobachtbar. Ob dieser Aufschluss jedoch den ganzen mittleren Lias umfasst ist fraglich, nennt doch BUSER für Bohrung 29 ca. 4 m, für Bohrung 21 sogar ca. 7 m "Mittellias" (inkl. Obliquaschichten). Für eine rein lithologische Detaillierung weichen die Literaturangaben zu stark voneinander ab, um daraus Schlüsse für Profil 12 ziehen zu können.

7. Posidonienschiefer

Für den Faltenjura nennt MÜHLBERG (1908, p.49) 0.15 - 0.42 m bituminöse, braune Schiefer mit dünnen Gagatbändern und eingeschalteten braunen, leicht spaltbaren Stinkkalkbänken. Aufschlüsse fehlen heute.

In Bohrung 29 sind 12.7 m blätterige, glimmerige, kalkige, graue Sandmergel mit pyritisier-ten Fossilspuren den Posidonienschiefern zuzuordnen. Für die darüber liegenden 2.00 m grauen, harten Sandkalke mit Belemniten lässt sich anhand des Bohrprofils nicht klar entscheiden, ob es sich um Stinkkalkbänke der Posidonienschiefer oder bereits um Knollenbildungen der Jurensis-schichten handelt. In Bohrung 11, Cheesleten, sollen 18.6 m Posidonienschiefer (inkl. Jurensis-schichten ?) durchfahren worden sein.

8. Jurensismergel

Im ganzen Faltenjuraabschnitt sind sie heute nirgends beobachtbar. MÜHLBERG nennt eine Mächtigkeit von 1.00–2.20 m. In Bohrung 29 wurden über den erwähnten 2 m Sandkalken 2.00 m dunkelgraue bis graubraune, sandige, Belemniten führende Tonmergel durchfahren.

Profil 7, N Stüsslingen, Koord. 639 750/249 125

7. 2.15 m knaueriger Sandkalk, z.T. mit bis faustgrossen, schwarzgrauen Silexkonkretionen. Die Knauer sind wirr umgeben von sandigen, mergeligen Bändern; die untersten 35 cm werden von mergeligen, mehr oder weniger knauerigen, braun- bis blau-grauen Kalken gebildet.
6. 0.65 m Knauerserie; schwarzgraue Sandkalke, eingebettet in unregelmässige Lagen von sandkalkigem Mergel.
5. 0.45 m schwarzgrauer bis graubrauner mergeliger Sandkalk mit eingelagerten faust- bis kopfgrossen, knauerigen Sandkalken.
4. 1.12 m schwarzgrauer, sandiger, leicht spätiger Kalk.
3. 0.04 m schwarzgrauer, schiefriger Mergelkalk.
2. 0.13 m blaugrauer, sandiger, leicht spätiger Kalk.
1. 0.20 m Knauerlage von muschelig brechendem, blauschwarzem, leicht spätigem Sandkalk. Knauer faust- bis kopfgross.

Es handelt sich um eine kalkige Fazies der Obtusustone (= Oberer Arietenkalk MÜHLBERGs).

Profil 9, Schürmatt, Koord. 640 160/253 160

17. 0.20 m hellgrauer, grau gefleckter, leicht eisenschüssiger, mergeliger Kalk.
16. 0.20 m splittrig verwitternde, braungraue Mergel mit Pholadomyen, unbestimmbaren Ammoniten und Gryphaea obliqua GOLDF.
15. 0.25 m hellgrauer, eisenschüssiger, leicht grau gefleckter, mergeliger Kalk.
14. 0.55 m schwarze, mergelige Tonschiefer mit 5 cm starker Sandkalklage in der Mitte.
13. 0.45 m graublauer, mehr oder weniger limonitisch verfärbter, leicht spätiger Sandkalk.
12. 1.00 m dunkelgraue, schiefrige bis feingebankte Sandkalke.
11. 0.20 m harte, grobknauerige, blaugraue Sandkalke.
10. 0.35 m blauschwarze, schiefrige Tonmergel.
9. 2.00 m nicht aufgeschlossen.
8. 0.20 m leicht knaueriger, harter, graublauer Sandkalk.
7. 0.35 m graubrauner, limonitisch verfärbter, mergeliger Sandkalk.
6. 0.35 m harte, leicht knauerige Bänke graublauen Kalkes.
5. 0.60 m mergeliger, graubrauner, limonitischer Sandkalk mit Belemniten.
4. ca. 7.50 m Wechsellagerung von harten, blaugrauen, sandigen Kalken und z.T. schiefrigen, leicht verwitternden Mergeln.
3. 12.00 m nicht aufgeschlossen.
2. 2.30 m grauer, sandiger Kalk bis kalkiger Sandstein, selten mit Gryphaeen; braunbeige verwitternd; massenhaft Kalzitdrusen mit schönen, grossen Kristallen.
1. 0.50 m grauschwarze, schiefrige, mergelige Tone, schlecht aufgeschlossen. Darunter folgen rote und grüne, z.T. dolomitische Keupermergel.

Mangels Fossilien kann eine Einstufung besonders der höheren Schichten dieses Profils nur vage vorgenommen werden.

Schichten 9 – 17: Posidonienschiefer? Jurensisschichten?

Schichten 5 – 8: Mittellias inkl. Obliquaschichten?

Schichten 3 – 4: Obtusustone?

Schicht 2: Arieten- und Angulatenschichten

Schicht 1: Insektenmergel

Profil 10, Tobel bei Bergmatten, Koord. 640 450/253 250

9. knapp sichtbar mergelige, teils pyritisierte, teils stark glaukonitische, hellgraue Kalkbank, z.T. eisenschüssig. Belemniten, z.T. massenhaft.

Harpoceras sp.
Grammoceras cf. fallaciosum BAYLE
Pholadomya sp.

8. 0.40 m konglomeratische, sandige Mergel mit eisenschüssigen Linsen. Zeilleria cf. subcornuta (QUENST.)
7. 0.25 m spätiger, eisenschüssiger, sandiger bis grobsandiger Kalk. Belemniten Pleuromya liasina (ZIETEN)
6. 0.25 m konglomeratische Muscheltrümmerbank und graubraune, sandige Mergel. "Terebrateln", Gryphaea cf. cymbium (LAM.).
5. 0.30 m spätige, sandige Kalke mit Sand- und kleinen Eisennestern.
4. 0.50 m schwarzblaue, sandige Kalke, schiefrig-blättrig verwitternd.
3. 3.00 m Wechsellagerung von sandigen, blättrigen Mergeln und brotlaibartigen Sandkalkknauern.
2. ca.6.00 m nicht aufgeschlossen, wahrscheinlich Mergel.
1. 2.00 m schwarzblauer, kalkiger Sandstein mit kohlschwarzen Schlieren, braun bis hellbraun verwitternd. 10 m darunter Obergrenze des Gansingerdolomits.

Die Schichten 5–8 entsprechen wahrscheinlich dem Mittellias. Die Fossilien von Schicht 9 deuten bereits auf Jurensisschichten. 5 m darüber steht bereits sicherer Opalinuston an, die Grenze ist jedoch nicht fassbar. Trotzdem lässt sich vermuten, dass die Posidonienschiefer – wenn überhaupt vorhanden – stark reduziert sind.

Schicht 1 stellt ein Äquivalent der Arieten- und Angulatenschichten dar.

Profil 11, Ziegeleigrube Frick, Koord. 642 900/262 125

12. schwarze, siltige, tonige Mergel, meist unter Schutt.
11. 0.35 m splittrig brechender, spätiger, grauer Sandkalk; in Schmitzen mergelig.
10. 0.10 m stark spätiger, mergeliger Sandkalk.
9. 0.40 m leicht sandiger, grauer bis hellgrauer, mergeliger Kalk.
8. 0.15 m graue bis violett-schwarze, relativ harte, sandige Mergel.
7. 0.25 m weichere Lage von schwarzen Mergel mit vielen Gryphaeen.
6. 0.25 m harter, spätiger Sandkalk.
5. 0.15 m schwarze, sandige Mergel.
4. 1.00 m harter, eisenschüssiger, spätiger Sandkalk, in Schlieren mergelig, lagenweise stark sandig-mergelig; in Lagen angereichert massenhaft Gryphaeen, Arieten, Nautiliden, Belemniten und Muscheln usw. (vgl. p. 39).
3. 0.90 m oben leicht eisenoolithischer Kalk, unten spätiger Sandkalk.
2. 2.00 m schwarze, schiefrige Tone mit Kalzitblumen und Pyritkonkretionen an den Schiefergrenzen.
1. hellgrau-grünliche dolomitische Mergel.

Schicht 12: Obtusustone?

Schichten 4–11: Arietenkalk, total 2.65 m

Schicht 3: Angulatenschichten, total 0.90 m

Schicht 2: Insektenmergel, total 2.00 m

Schicht 1: Obere bunte Mergelschichten

Profil 12, Egg W Gipf, Koord. 641 950/261 800

12. blättrige, leicht sandige Tone.
11. 0.20 m feingeschichtete, kubisch zerfallende, sterile Sandkalkbank.
10. 0.50 m schiefrige, blättrig verwitternde Tone.
9. 0.60 m sandige, graubraune Mergel mit Belemniten.
8. 0.70 m sandige, tonige Mergel mit massenhaft Belemniten; einzelne Kalkknauer, oben ca. 10 cm mächtige, stark knauerige Kalklage mit Belemnitenschlachtfeldern.

- Amaltheus sp.
 Lytoceratiden
Passaloteuthis aff. paxillosa (SCHLOTH.)
 andere Belemniten
Gryphaea obliqua GOLDF.
7. 0.20 m mehr oder weniger knauerig ausgebildeter, leicht sandiger Kalk; oben mit Belemniten.
6. 0.25 m graubraune, sandige Mergel bis leicht eisenschüssige, sandige, knauerige, mergelige Kalke.
 Viele Belemniten
Productylioceras davoei (SOW.)
Calcirhynchia gryphitica (QUENST.) ?
Cryptaenia expansa (SOW.)
Pholadomya sp.
Chlamys sp.
5. 0:40 m harter, leicht spätiger, leicht sandiger Kalk mit hellgrauen Mergelschmitzen.
4. 0.15 m graubraune, sandige Mergel mit Belemniten.
3. 0.30 m oben 15 cm mächtige graubraune Kalkbank; darunter zwei durch sandige Mergel-lagen getrennte, mehr oder weniger knauerige, leicht mergelige, leicht sandige, graue bis hellgraue Kalklagen.
2. 0.85 m graubraune, sandige Mergel mit Knauern von sandigem, spätigem, eisenschüssigem Kalk und Knauer von beigem bis hellgrauem, leicht rötlichem Mergelkalk.
 Belemniten
 "Rhynchonellen"
Gryphaea obliqua GOLDF.
1. ca.10.0 m schwarze bis blauschwarze, mehr oder weniger sandige, glimmerige, tonige Mergel.

Schicht 1 bildet den oberen Teil der Obtusustone, Schichten 2 - 5 umfassen die Obliquaschichten. Die Schichten 6 - 9 dürften dem Mittellias entsprechen, wobei die Obergrenze jedoch fraglich bleibt; darüber folgen die Posidonienschiefer.

II DOGGER

Es wurde die übliche Unterteilung benutzt:

Callovian	{	anceps- bis lamberti-Schichten	}	Oberer Dogger
	{	Macrocephalusschichten		
Bathonian	{	Variansschichten		
	{	Spatkalk	}	Mittlerer Dogger
		Oberer Hauptrogenstein		
		Homomyenmergel		
		Mittlerer Hauptrogenstein		
		Maeandrinasschichten		
Bajocian s. s.		Unterer Hauptrogenstein		
		Acuminatasschichten		
		Blagdenischichten	}	Unterer Dogger
		Humphriesischichten		
		Sauzeischichten		
		Sowerbyischichten		
		Murchisonaeschichten		
Aalenian		Opalinuston		

Kartierungsmässig war eine lithologische Zusammenfassung zweckdienlich. Als Einheiten wurden ausgeschieden: a) Opalinuston, b) Murchisonae- bis Blagdenischichten (bei allgemeiner Beschreibung als "Unterer Dogger" bezeichnet), c) Hauptrogenstein, d) Spatkalk und e) Varians- bis lamberti-Schichten. Im Tafeljura konnten wegen der Mächtigkeitsverhältnisse Variansschichten

und Spatkalk nicht überall getrennt kartiert werden, hingegen wurden die hier z.T. stark entwickelten Macrocephalusschichten besonders ausgeschieden.

A UNTERER DOGGER

1. Opalinuston

Diese 95 - 110 m mächtige Schichtfolge von blau- bis grauschwarzen, meist glimmerführenden, mehr oder weniger siltigen, mergeligen Tonen bis Tonen (CaCO_3 -Gehalt ca. 10%) mit unregelmässig eingestreuten Pyrit-Markasit-Konkretionen und meist mm-dünnen Sandkalkschmitzen und -lagen (sog. Nagelkalkbänder) ist im Gelände schlecht aufgeschlossen. Die Mächtigkeit kann jedoch in Gebieten, wo der Opalinuston nicht verrutscht ist, zwischen den Härterippen des Lias und der Murchisonaeschnichten einigermaßen bestimmt werden, doch sind die inkompetenten Tone im Faltenjura meist tektonisch ausgedünnt.

Verfallene Nietgruben zeigen heute noch frühere Ausbeutungsstellen der Bauern an, die die Tone als Düngemittel für ihre Aecker benutzten. Eine Ausbeutung grösseren Stils wird heute vom Dachziegelwerk Frick in den Cheesleten S Frick betrieben.

Von insgesamt 6 Bohrungen aus der Prospektionszeit dieser Grube anfangs der 50er Jahre zeigte Bohrung 13, Koord. 643 990/260 640, beinahe die ganze Mächtigkeit der Opalinustone: ca. 10 m unterhalb des Ausbisses der Basis der Murchisonaeschnichten wurden bei einer Bohrtiefe von 90 m rund 87 m Opalinuston durchfahren, also eine Mächtigkeit von ca. 95 m dokumentiert. Nur im Anstehenden dieser Grube, 4.5 m unter den Murchisonaeschnichten, ist eine 3 m starke Lage mit für den obersten Abschnitt des Opalinustons typischen harten Sandkalkknauern beobachtbar.

Eine lithologische Gliederung der Tonschiefer lässt sich auch anhand dieser Bohrungen nicht durchführen. Wohl werden einzelne Abschnitte mit Pyritkonkretionen und Kalkbändchen und -linsen in den Bohrprofilen ausgeschieden; diese scheinen regellos aufzutreten.

Ueber die Petrographie dieser Schichten orientiert eine Arbeit von T. PETERS (1962). Charakteristisch für den nicht allzu stark mit Gehängeschutt überdeckten Opalinuston ist die grosse Rutschanfälligkeit, die an den Hängen ein unruhiges, wulstiges Landschaftsbild entstehen lässt. Besonders im Tafeljura sind oft grosse Pakete des darüberliegenden Doggers auf den Opalinustonen abgestürzt oder versackt; so die Massen W Fazedelle SE Wegenstetten und E des Tiersteinbergs, wo z.T. auch sekundär Mergelhorizonte des "Unteren Dogger" mitgespielt haben.

2. Murchisonaeschnichten

Die sich meist mit einer leichten Härtekante vom Opalinuston abhebenden Schichten sind im Faltenjura nur mangelhaft aufgeschlossen. BARTHOLET (1964, p.66) nennt im W des Untersuchungsgebietes SW Kurhaus Froburg eine Mächtigkeit von 13.6 m. Gegen unseren Faltenjuraabschnitt hin dürfte sich die Stärke auf 10 - 11 m reduzieren.

Den einzigen im Zusammenhang aufgeschlossenen Abschnitt aus dem unteren Teil der Murchisonaeschnichten zeigt Prof. 14 (Tafel II).

Profil 14, Aengi N Stüsslingen, Koord. 639 275/250 340

- | | | |
|-----|--------|---|
| 18. | | mergelige Partie unter Schutt. |
| 17. | 0.35 m | Eisenoolith, schwarz bis hellgrau, stellenweise hellgrün, in mergeligem bis sandkalkigem Milieu. Reich an meist schlecht erhaltenen Fossilien: <u>Ostrea</u> , <u>Ctenostreon</u> , <u>Chlamys</u> , <u>Pleuromya</u> , <u>Trichites</u> , <u>Pleurotomaria</u> , Hydrozoenkolonien, wenige runde Crinoiden, Terebratuliden, <u>Rhynchonella</u> (<u>Granulirhynchia</u>) cf. <u>granulata</u> BUCKM., <u>Acanthothyris costata</u> (D'ORB.). |
| 16. | 0.05 m | sandige Mergel. |
| 15. | 0.35 m | Sandkalk, z.T. leicht mergelig, mit Lumachellenlagen; höckerige Oberfläche. <u>Variamussium pumilum</u> . |
| 14. | 0.15 m | harter, grauer Sandkalk. |
| 13. | 0.15 m | graue, leicht glimmerige, sandige Mergel. |
| 12. | 0.05 m | mergeliger Sandkalk. |
| 11. | 0.05 m | graue, sandige Mergel. |
| 10. | 0.30 m | harte, blaugraue, feinspätige Sandkalke, z.T. leicht eisenschüssig. |

- | | | |
|----|--------|--|
| 9. | 0.15 m | graue, leicht glimmerführende, sandige Mergel. |
| 8. | 0.10 m | blaugrauer, z.T. mergeliger Sandkalk mit einzelnen kleinen Muscheln; einzelne bis 3 cm grosse Markasitkonkretionen, die z.T. längliche Bohrlöcher ausfüllen. |
| 7. | 2.00 m | mergeliger, stark sandiger Kalk, z.T. eisenschüssig, häufig durch organische Substanz schwarz feingeschichtet. |
| 6. | 0.20 m | schiefriger, sandiger Mergel bis mergeliger Sandkalk. |
| 5. | 0.40 m | mergeliger Sandkalk. |
| 4. | 0.75 m | sandige Mergel, leicht glimmerig. |
| 3. | 0.75 m | mergeliger, z.T. leicht eisenschüssiger Sandkalk, Bankung 10 - 15 cm. |
| 2. | 1.50 m | Mergel mit vereinzelt mergeligen Sandkalklagen. |
| 1. | 0.60 m | harter, grauer, feinspätiger Sandkalk mit wenigen kleinen Muscheln; höckerige Oberfläche. |
| | ---- | unter Schutt mergelige Partie mit feinspätigen, leicht eisenschüssigen Sandkalkknauern. |

Aus nicht anstehenden Blöcken konnten an zwei Lokalitäten Fossilien der eisenoolithischen concavum-Zone (oberste Murchisonaesichten) gesammelt werden:

S Petersweid E Rohr, Koord. 639 575/251 025

- 3 Pleurotomaria
- 2 Trigonia sp. (Steinkerne)
- 1 Gervilleia
- 1 Protocardia
- 3 Lima
- 1 Ctenostreon
- 4 Entolium disciforme SCHÜBLER
- 8 Variamussium pumilum (LAM.)
- 14 Ludwigia concava (SOW.) *)
- 1 Ludwigia concava var. decora (BUCKM.)
- 10 Ludwigia (Ludwigella) cornu (BUCKM.)
- 1 Ludwigia arcitenens (BUCKM.)

W Chalofen NW Obererlinsbach, Koord. 640 760/251 600

- 2 Variamussium pumilum (LAM.)
- 3 Ludwigia concava (SOW.)
- 1 Ludwigia concava var. decora (BUCKM.)
- 4 Ludwigia (Ludwigella) cornu (BUCKM.)
- 1 Ludwigia arcitenens (BUCKM.)
- 1 Ludwigia sehndensis HOFFMANN ?

Eine deutliche Entwicklung zeigt die bradfordensis-Zone im südlichen gefalteten Tafeljura bei Chilchtel, W Kienberg, Koord. 638 640/254 260, wo folgende Fossilien aus einem in seiner Stärke nicht definierbaren, braungrauen, mergeligen, eisenoolithischen Kalk gesammelt wurden:

- 1 Chlamys sp.
- 1 Gervilleia sp.
- 1 Nautilus sp.
- 16 Ludwigia bradfordensis (BUCKM.)
- 1 Ludwigia murchisonae falcifera ALTHOFF

Bessere Aufschlussverhältnisse finden wir im Tafeljura, besonders im Gebiet zwischen Wegenstetten und Frick, von wo auch C. MOESCH (1867), K. STRÜBIN (1901) und BRAUN (1920) Profile beschrieben. In neuerer Zeit beschäftigte sich vor allem F. LIEB mit den Murchisonaesichten dieser Gegend und unterteilte sie anhand einer reichen Fauna in:

concavum-Zone
bradfordensis-Zone

*) Die Bestimmung der Ammoniten des "Unteren Dogger" (mit Ausnahme der von F. LIEB genannten) übernahm in verdankenswerter Weise Herr Dr. H. RIEBER, Pal.Inst., Universität Zürich.

staufensis-Zone
discoideum-Zone
sinon-Zone
opalinum- scissum-Zone

Als westlichstes, kombiniertes Gebietsprofil beschreibt LIEB (1957) eine ca. 15 m starke Schichtserie im Ghei S Wegenstetten, Koord. 637 180/259 375 (Ortsangabe in LIEB [1957, p. 569] so zu korrigieren). Im Sammelprofil 18, S Hof Sespe WSW Oberfrick ist bereits eine Mächtigkeitsabnahme gegen E festzustellen, indem die Murchisonaeschichten nur noch 9.75 m erreichen. Dieser Tendenz folgend, messen sie in Profil 20, Zeindlenmatt, bloss 9.10 m.

In der Tongrube Cheesleten S Frick, Prof. 21 (Taf. II), Koord. 643 925/260 625, ist die Basis der Murchisonaeschichten erfassbar:

7. 1.00 m graue bis grünlichgraue, meist leicht mergelige, besonders oben meist eisen-schüssige Sandkalke mit einzelnen Mergellagen. Bankung bis 15 cm.
6. 0.15 m sandige graue Mergel.
5. 0.35 m grauer, z.T. leicht eisenschüssiger harter Sandkalk.
4. 0.70 m graue, leicht mergelige Sandkalke mit sandigen Mergellagen. Bankung ca. 30 cm.
3. 0.20 m sandige Mergel.
2. 0.30 m leicht sandige, graue Mergel mit Einschaltungen von harten, grünlichgrauen, z.T. mergeligen Sandkalkknauern.
1. Opalinustone, glimmerführend, sandig-siltig; hellgraubraun verwitternd.

SW Wittnau, N Rotel, Koord. 639 500/257 900, können die discoideum-, staufensis- und bradfordensis-Zonen in einem meist eisenoolithischen, graubraunen Mergelkalk, ca. 0.5 m mächtigen Komplex fossilbelegt, lithologisch jedoch nicht getrennt werden:

- 1 Astarte sp.
- 1 Variamussium pumilum (LAM.)
- 1 "Terebratula" sp.
- 1 "Rhynchonella" sp.
- 1 Belemnit
- 4 Ludwigia bradfordensis (BUCKM.)
- 1 Staufenia staufensis (OPPEL)
- 5 Staufenia sehndensis (HOFFMANN)

Als Anhang folgen 2 Profile im Unteren Dogger, die mir Prof. Dr. F. LIEB zur Verfügung stellt. (Profil 18 und 20, Tafel IV). Die Lithologie und die Fossilisten wurden nach dem Manuskript der Profilaufnahmen und Fossilbestimmungen von F. LIEB zusammengestellt.

Profil 18, "Buhalden", S. Hof Sespe, W Oberfrick.

Allgemeines: Es handelt sich um 5 Aufschlüsse (F bis A von W nach E) an der Buhalden (Bezeichnung auf der Landeskarte der Schweiz, 1:25 000 nicht mehr vorhanden) auf der Nordseite des östlichen Ausläufers des Hombergs W Oberfrick, in einem Abstand von ca. 400 m.

Davon befindet sich Profil F SES gegenüber Thalhof, Koord. 640 375/260 350, und Profil A ESE Hof Sespe (früher Hutbrunnen), Koord. 640 750/260 225. Von diesen Aufschlüssen sind nur noch F, D, C und A wirklich in jeweiligen bestimmten, zusammenhängenden Abschnitten für ein Gesamtprofil verwertbar, die übrigen sind heute fast völlig in Schutthalden verwandelt.

Benützt wurden die besterhaltenen Aufschlusspartien (F, C, A), die sich miteinander zu einem Gesamtprofil kombinieren lassen.

Im wiedergegebenen Profil handelt es sich:

Schichten 42 - 34: Aufschluss F, Koord. 640 375/260 350

Schichten 33 - 9: Aufschluss A, Koord. 640 750/260 225

Schichten 8 - 1: Aufschluss C, Koord. 640 625/260 250

42. 0.20 m Cancelllophycussandmergelkalke und Sandkalkmergel.
41. 0.14 m grauer, leicht spätiger Sandkalk.
40. 0.40 m grauer Mergel.
39. 0.12 m grauer, harter, stark glimmeriger Sandkalk.

- | | | |
|-----|---------|---|
| 38. | 0.27 m | grauer, eisenoolithischer Mergelkalk. |
| 37. | 0.08 m | grauer Mergel, oben mit grünlichen Knollen. |
| 36. | 0.13 m | sandige Knollenlage, Geschiebe rundlich und gross, vereinzelte erbsengrosse Konkretionen und Serpeln. |
| 35. | 0.40 m | graublaue Mergel mit vereinzelt grossen Knollen mit z. T. oolithischen Sandmergelkalcken. |
| 34. | 11.50 m | graue, z. T. auch bräunliche Mergel, plattig in Würfelchen zerfallend; unten mit grünlich-grauen Konkretionen. |
| 33. | 0.15 m | schwach oolithischer, brauner Sandkalk mit Knollen. |
| 32. | 0.15 m | blätterige grau-blaue Mergel. |
| 31. | 0.26 m | grauer Sandkalk. |
| 30. | 0.05 m | graue sandig-kalkige Mergel. |
| 29. | 0.07 m | bräunliche Sandkalke. |
| 28. | 0.18 m | grauer Mergel. |
| 27. | 0.40 m | grau-bräunlicher, harter Sandkalk. |
| 26. | 0.20 m | graue, blätterige Mergel, z. T. seitlich in Sandkalk übergehend. |
| 25. | 0.20 m | graue Sandkalke, unten in Mergelkalke übergehend. |
| 24. | 2.50 m | dunkelgraue Mergel, blätterig oder würfelig zerfallend, z. T. mit gerölligen Bildungen. |
| 23. | 0.05 m | graue, blätterige Sandmergelkalke. |
| 22. | 0.36 m | dunkelgrau-brauner, harter Kalk. |
| 21. | 0.22 m | nach oben konsistenter werdende, plattig zerfallende Sandkalke mit Knollen. |
| 20. | 0.35 m | blaugraue tonige Mergel. |
| 19. | 0.07 m | graue, plattige Sandkalke mit eisenoolithischen Knollen. |
| 18. | 0.28 m | grauer, feinspätiger, leicht eisenoolithischer Kalk mit bräunlichen Partien, mit Anzeichen von Omission. Unten übergehend in: |
| 17. | 0.15 m | grauer, leicht eisenoolithischer Kalk. |
| 16. | 0.20 m | graubräunlicher, leicht eisenoolithischer, feinspätiger, harter Kalk. |
| 15. | 0.15 m | graue, verhärtete, sandige Mergel. |
| 14. | 0.40 m | graue, leicht spätige, eisenschüssige Kalke. |
| 13. | 0.30 m | dunkelgraue und braune Sandkalke, oben leicht spätig, unten lockerer. |
| 12. | 0.02 m | Mergelfuge. |
| 11. | 0.30 m | graue Sandkalke mit Konkretionen, leicht spätig. |
| 10. | 0.03 m | graubraune konkretionäre Knollenlage. |
| 9. | 2.90 m | oben verhärtete, graue Mergel. |
| 8. | 0.35 m | graugrüne, nach unten gelbe Sandkalke, z. T. leicht oolithisch und spätig. |
| 7. | 0.02 m | graue, sandige, blätterige Mergel. |
| 6. | 0.30 m | kompakte, graugrünliche, leicht spätige Sandkalke. |
| 5. | 0.05 m | grauer, sandiger Kalkmergel. |
| 4. | 0.43 m | grauer, leicht spätiger Sandkalk, braun verwitternd. |
| 3. | 0.20 m | graue, oben gelbe Sandmergelkalke und Mergelsandkalke. |
| 2. | 0.09 m | grauer Sandkalk. |
| 1. | | oben etwas gelbe, sonst graue Mergel. |

Fossiliste zu Profil 18:

Aufsammlung und Bestimmung: F. LIEB, z. T. mit W. BODMER

Schicht Anzahl

41	1	<u>Modiola lycetti</u> ROLLIER
37	1	<u>Coelastarte excavata</u> RICHE
37	2	<u>Sonninia</u> sp.
36	2	<u>Plagiostoma</u> sp.

Schicht	Anzahl	
36	1	<u>Modiola sowerbyana</u> D'ORB.
36	1	<u>Rhynchonella</u> sp.
36		<u>Serpulae</u> auf Konkretionen
36	1	<u>Sonninia spinosa</u> BUCKM.
36	1	<u>Belemnit</u>
33	2	<u>Inoceramus secundus</u> MERIAN
33	1	<u>Parvirhynchia</u> aff. <u>kirtonensis</u> MUIR-WOOD
33	2	<u>Eudmetoceras amplexans</u> BUCKM.
33	1	<u>Hyperlioceras</u> sp. juv.
33	2	<u>Hyperlioceras discites</u> WAAGEN
33	1	<u>Braunsina fastigata</u> BUCKM.
33	1	<u>Heimia curva</u> BUCKM.
33	1	<u>Belemnites</u> aff. <u>breviformis</u> var. <u>A</u> VOLTZ
32	3	<u>Inoceramus secundus</u> MERIAN
32	1	<u>Inoceramus amygdaloides</u> GOLDFUSS
31	1	<u>Inoceramus polyplocus</u> ROEMER
31	1	<u>Depaoceras</u> aff. <u>fallax</u> BUCKM.
31	1	<u>Depaoceras</u> cf. <u>formosum</u> BUCKM. (Fragment)
31	1	<u>Graphoceras compressum</u> BUCKM.
31	1	<u>Hyperlioceras</u> sp.
31	1	<u>Eudmetoceras</u> cf. <u>amplectens</u> BUCKM.
22	1	<u>Variamussium pumilum</u> (LAM.)
22	1	<u>Anisocardia</u> sp.
22	1	<u>Braunsina</u> aff. <u>futilis</u> BUCKM.
22	1	<u>Depaoceras formosum</u> BUCKM.
22	1	<u>Graphoceras</u> (<u>Ludwigella</u>) <u>tenue</u> BUCKM.
22	4	<u>Graphoceras</u> (<u>Ludwigella</u>) <u>decorum</u> BUCKM.
20	1	<u>Liogryphaea sublobata</u> (DESH.)
20	1	<u>Graphoceras</u> (<u>Ludwigella</u>) <u>arcitenens</u> BUCKM.
19	1	<u>Plagiostoma</u> sp.
19	1	<u>Stroidothyris infraoolithica</u> var. <u>mühlbergi</u> HAAS
19	1	<u>Nautilus</u> sp.
19	1	<u>Graphoceras</u> (<u>Ludwigella</u>) <u>concavum</u> (SOW.) juv.
19	1	<u>Graphoceras</u> (<u>Ludwigella</u>) <u>tenue</u> BUCKM.
19	2	<u>Graphoceras</u> (<u>Ludwigella</u>) <u>attenuatum</u> BUCKM.
19	2	<u>Graphoceras</u> (<u>Ludwigella</u>) <u>cornu</u> et aff. <u>cornu</u> BUCKM.
19	1	<u>Graphoceras</u> (<u>Ludwigella</u>) <u>subrude</u> BUCKM.
19	1	<u>Graphoceras</u> (<u>Ludwigella</u>) <u>micrum</u> BUCKM.
19	1	<u>Graphoceras</u> (<u>Ludwigella</u>) <u>callosum</u> BUCKM.
19	1	<u>Graphoceras</u> (<u>Ludwigella</u>) <u>blandum</u> BUCKM.
19	1	<u>Graphoceras</u> (<u>Ludwigella</u>) sp.
19	1	<u>Brasilia sublineata</u> BUCKM.
18	1	<u>Brasilia bradfordensis</u> BUCKM.
18	1	<u>Brasilia similis</u> BUCKM. juv.
18	1	<u>Ludwigia murchisonae</u> (SOW.)
18	1	<u>Graphoceras</u> (<u>Ludwigella</u>) <u>carinatum</u> BUCKM.
18	1	<u>Graphoceras</u> (<u>Ludwigella</u>) <u>impolitum</u> BUCKM.
17	1	<u>Astarte</u> sp.
17	1	<u>Modiola sowerbyana</u> D'ORB.
17	1	<u>Lobothyris</u> cf. <u>varicans</u> (ROTHPLETZ)
17	3	<u>Staufenia staufensis</u> (OPPEL)
17	1	<u>Ludwigia</u> aff. <u>gradata</u> BUCKM. (Fragment)
17	1	<u>Ludwigia</u> (<u>Brasilia</u> ?) aff. <u>laevigata</u> BUCKM.
17	1	<u>Ludwigia</u> (<u>Hyattia</u>) <u>wilsoni</u> BUCKM.
17	1	<u>Ludwigia</u> aff. <u>murchisonae</u> (SOW.) (Fragment)
17	1	<u>Ludwigia horni</u> LIEB & BODMER

Schicht Anzahl

17	1	<u>Ludwigia betznauensis</u> MAUBEUGE
17	1	<u>Brasilia (Apedogyria) subcornuta</u> BUCKM.
17	1	<u>Brasilia (Apedogyria) platychora</u> BUCKM.
17	1	<u>Graphoceras (Ludwigella) glevensis</u> BUCKM.
17	2	<u>Staufenia discoidea</u> (QUENST.) (an der Basis)
16	1	<u>Lima</u> sp.
16	1	<u>Homoeorhynchia stephensi</u> DAVIDSON
16	1	<u>Lima (Plagiostoma) semicircularis</u> (GOLDF.)
16	1	<u>Entolium disciforme</u> SCHÜBLER
16	1	<u>Staufenia staufensis</u> (OPPEL) (im Dach)
16	1	<u>Nautilus</u> sp.
16	1	<u>Ludwigia</u> cf. <u>gradata</u> BUCKM.
16	1	<u>Ludwigia (Crickia) reflua</u> (BUCKM.)
14	1	<u>Belemnites</u> aff. <u>spinatus</u> QUENST.
14	1	<u>Costileioceras acutum</u> (Quenst.)
13	3	<u>Costileioceras costatum</u> (HORN)
13	2	<u>Costileioceras unicum</u> BUCKM.
13	1	<u>Costileioceras uncinatum</u> (HORN)
13	1	<u>Costileioceras sinon</u> (BAYLE)
13	2	<u>Costileioceras (Ancolloceras) aff. helveticum</u> (HORN)
13	1	<u>Belemnites</u> aff. <u>spinatus</u> QUENST.
8	2	<u>Leioceras lineatum</u> BUCKM.
8	1	<u>Leioceras thompsoni</u> BUCKM.
6	4	<u>Leioceras plicatellum</u> BUCKM.

Schichten:	42	"neutrale Zone"	Sauzeischichten
	35-41:	sowerbyi-Zone	} Sowerbyischichten
	34:	discites-Zone ?	
	25-33:	eudmetoceras- discites-Zone	
	22-24:	obere concavum-Zone	
	19-21:	untere concavum-Zone	} Murchisonaesichten
	18:	bradfordensis-Zone	
	17:	staufensis-Zone	
	16:	discoideum-Zone	
	9-15:	sinon-Zone	
	2-8:	opalinum- scissum-Zone	
	1:	opalinum-Zone	Opalinuston

Profil 20, Zeindlenmatt, NE Frick. Koord. 645 050/262 400 Aufnahme F. LIEB

32.		Schutt.
31.	0.80 m	graubräunliche, blätterige, sandige Mergel mit Konkretionen und Belemniten.
30.	0.10 m	blattig zerfallende, hellgraue, gepresste Mergel, nach unten übergehend in:
29.	0.05 m	Knollenhorizont mit grauen Sandkalkmergeln und eisenschüssigen Konkretionen.
28.	0.28 m	graue, gepresste Mergel.
27.	0.20 m	eisenoolithischer, graubräunlicher, leicht spätiger Sandkalk.
26.	0.05 m	eisenoolithischer, grauer Mergel und Sandkalkmergel.
25.	0.17 m	z.T. rötlicher, z.T. grauer, eisenoolithischer Sandkalk.
24.	0.23 m	rötlich-grauer, eisenoolithischer Mergel mit Konkretionen und Belemniten.
23.	0.15 m	rötliche, leicht spätige, eisenoolithische Sandkalke.
22.	0.10 m	konkretionäre, fladenförmige, Omission der staufensis- und bradfordensis-Zone andeutende, aufgearbeitete Zone mit <u>Serpula</u> und angebohrter, eisenoolithischer, leicht spätiger Kalk.
21.	0.05 m	eisenoolithischer, rötlicher und grauer Kalk mit Bivalven und Terebrateln.
20.	0.15 m	harter, grauer Sandkalk mit angebohrten Konkretionen, Terebrateln.
19.	0.13 m	grünlich-grauer Sandmergelkalk mit Terebrateln.

18.	0.15 m	grünlich-grauer und brauner, leicht eisenoolithischer Kalk.
17.	0.03 m	graugrünliche Mergel und Mergelkalke, stark glimmerig.
16.	0.08 m	graubrauner, ruppiger und knolliger Sandkalk.
15.	4.60 m	graue, blätterige Mergel; oben gepresst und bräunlich mit Konkretionen, Modiola. Die untersten 20 cm etwas konsistenter werdend.
14.	0.65 m	graue, blätterige Mergelkalke in den obersten 10 cm, nach unten übergehend in immer härter werdende, grünlich-graue Sandkalke. In den obersten 30 cm zahlreiche Ammoniten.
13.	0.08 m	graue, blätterig zerfallende Mergel.
12.	0.13 m	graue Sandkalke.
11.	0.32 m	graue, blätterige Mergel und Mergelkalke.
10.	0.33 m	graue Sandkalke.
9.	0.14 m	graubraune Mergel und Kalkmergel.
8.	0.20 m	graue, eisenschüssige, leicht spätige Sandkalke.
7.	0.23 m	graubraune, blätterige Mergel und Sandkalkmergel.
6.	0.17 m	graubraune Sandkalke.
5.	0.06 m	graue Mergel.
4.	0.14 m	graugrünliche, feinspätige Kalke.
3.	0.05 m	gelbliche Mergel.
2.	0.11 m	graugrünliche Sandkalke.
1.		graue weiche Mergel, im oberen Teil mit sandkalkigen Blättchen mit Wülstchen.

Fossiliste zu Profil 20:

Aufsammlung und Bestimmung der Ammoniten: F. LIEB. Die Bivalven wurden von F. WOLTERS-DORF, die Belemniten durch Dr. ZINGG bestimmt. W. BODMER half zeitweise beim Aufsammeln des Materials und der Ammoniten.

Schicht	Anzahl	
31	1	<u>Belemnites</u> aff. <u>breviformis</u> var. <u>A</u> VOLTZ
30	1	<u>Hyperlioceras</u> <u>desori</u> (MOESCH)
29	1	<u>Belemnites</u> aff. <u>breviformis</u> var. <u>A</u> VOLTZ
29	1	<u>Toxolioceras</u> cf. <u>mundum</u> BUCKM.
29	1	<u>Eudmetoceras</u> <u>amplectens</u> BUCKM.
29	1	<u>Eudmetoceras</u> <u>eudmetum</u> BUCKM.
29	1	<u>Euaptetoceras</u> <u>infernense</u> BUCKM.
29	1	<u>Graphoceras</u> (<u>Ludwigella</u>) <u>subobsoletum</u> BUCKM.
29	1	<u>Fontannesia</u> <u>concentrica</u> BUCKM.
29	3	<u>Belemnites</u> sp.
29	1	<u>Astarte</u> <u>excavata</u> SOW.
29	1	<u>Tubithyris</u> <u>degenerata</u> (UPTON)
29	1	<u>Euidothyris</u> <u>dorsoplana</u> (WAAGEN)
27	2	<u>Depaoceras</u> aff. <u>formosum</u> BUCKM.
27	5	<u>Depaoceras</u> aff. <u>fallax</u> BUCKM.
27	1	<u>Belemnites</u> sp.
26/25	1	<u>Heimia</u> <u>buckmaniana</u> (DAVIDSON)
26/25	3	<u>Graphoceras</u> (<u>Lucya</u>) <u>cavatum</u> BUCKM.
26/25	1	<u>Hammatoceras</u> aff. <u>benneri</u> HOFFMANN
26/25	1	<u>Lobothyris</u> <u>buckmani</u> (DAVIDSON)
26/25	1	<u>Globirhynchia</u> aff. <u>gragi</u> RICHARDSON & UPTON
23*	1	<u>Brasilia</u> <u>pulchra</u> BUCKM.
23	1	<u>Brasilia</u> <u>pinguis</u> BUCKM.
23	4	<u>Graphoceras</u> (<u>Lucya</u>) <u>cavatum</u> BUCKM.
23	3	<u>Graphoceras</u> (<u>Ludwigella</u>) <u>concavum</u> (SOW.)
23	5	<u>Graphoceras</u> (<u>Ludwigella</u>) <u>decorum</u> BUCKM.

* Wenige Ammoniten könnten aus einer oberen Schicht der concavum-Zone stammen.

Schicht	Anzahl	
23	2	<u>Graphoceras (Ludwigella) tenue</u> BUCKM.
23	5	<u>Graphoceras (Ludwigella) attenuatum</u> BUCKM.
23	1	<u>Graphoceras (Ludwigella) micrum</u> BUCKM.
23	2	<u>Graphoceras (Ludwigella) arcitenens</u> BUCKM.
23	1	<u>Graphoceras (Ludwigella) cf. arcitenens</u> BUCKM.
23	1	<u>Graphoceras (Ludwigella) cornu</u> BUCKM.
23	1	<u>Graphoceras (Ludwigella) subrude</u> BUCKM.
23	1	<u>Graphoceras (Ludwigella) rude</u> BUCKM.
23	1	<u>Graphoceras (Ludwigella) opacum</u> BUCKM.
23	1	<u>Graphoceras (Ludwigella) nodatum</u> BUCKM.
23	1	<u>Graphoceras (Platigraphoceras) apertum</u> BUCKM.
23	1	<u>Liogryphaea sublobata</u> (DESH.)
23	1	fossiles Holz
23	3	" <u>Terebratula infraoolithica</u> " DESLONGCHAMPS (= ? <u>Stroidothyris pisolithica</u> BUCKM.)
23	7	<u>Stroidothyris infraoolithica</u> var. <u>mühlbergi</u> HAAS
22	3	<u>Serpula</u>
22	4	<u>Variamussium pumilum</u> (LAM.)
22	1	<u>Costileioceras sinon</u> (BAYLE)
22	1	<u>Staufenia staufensis</u> (OPPEL)
22	1	<u>Staufenia discoidea</u> (QUENST.)
22	1	<u>Ludwigia (Crickia) reflu</u> a BUCKM.
22	1	<u>Ludwigia laevigata</u> BUCKM.
22	1	<u>Ludwigia passaliformis</u> BUCKM.
22	1	<u>Brasilia baylei</u> BUCKM.
22	1	<u>Brasilia (Apedogyria) subcornuta</u> BUCKM.
22	1	<u>Brasilia (Apedogyria) patellaria</u> BUCKM.
22	1	<u>Brasilia (Manselia) trichina</u> BUCKM.
22	1	<u>Brasilia (Manselia) subfalcata</u> BUCKM.
18	3	<u>Granularhynchia granulata</u> (UPTON)
16	1	<u>Costileioceras acutum</u> (QUENST.)
16	2	<u>Costileioceras uncum</u> (BUCKM.)
16	2	<u>Belemnites</u> aff. <u>breviformis</u> var. <u>A</u> VOLTZ
14	7	<u>Leioceras opalinum</u> (REINECKE)
14	2	<u>Leioceras goetzendorfense</u> DORN
14	10	<u>Leioceras thompsoni</u> BUCKM.
14	3	<u>Leioceras bifidatum</u> BUCKM.
14	2	<u>Leioceras comptum</u> (REINECKE)
14	13	<u>Leioceras plicatellum</u> BUCKM.
14	7	<u>Leioceras lineatum</u> BUCKM.
14	1	<u>Leioceras</u> aff. <u>pectile</u> BUCKM.
14	2	<u>Leioceras uncum</u> BUCKM.
14	1	<u>Tmetoceras scissum</u> (BENECKE)
14	2	<u>Belemnites</u> aff. <u>breviformis</u> var. <u>A</u> VOLTZ
14	3	<u>Costileioceras uncinatum</u> (HORN)
14	1	<u>Coelastarte excavata</u> (SOW.)
14	2	<u>Stroidothyris infraoolithica</u> aff. var. <u>concommorata</u> (ROTHPLETZ)

Schichten: 28 - 31: amplexens - discites - Zone	}	Murchisonaeschichten
23 - 27: concavum - Zone		
---- Omission der staufensis - und bradfordensis - Zonen		
17 - 22: discoideum - Zone		
16 : sinon - Zone		
2 - 15: opalinum - scissum - Zone	}	Opalinuston
1 : opalinum - Zone		

Die Grenze concavum / amplexens - discites - Zone ist fliessend in den Schichten 26 bis 28.

Die in Profil 18 und 20 aufgeführten Fossilien sind am Naturhistorischen Museum in Basel deponiert.

Diese beiden Fossilisten seien kurz ergänzt anhand eigener Aufsammlungen, wobei die Schichtnumerierung von F. LIEB übernommen wird (Bestimmung der Ammoniten durch Dr. H. RIEBER).

Profil 18, S Sespe, Koord. 640 600/260 250

Schicht	Anzahl	
22	2	<u>Ctenostreon</u> sp.
22	1	<u>Inoceramus</u> sp.
22	1	<u>Inoceramus polyplocus</u> (BEN.)
22	1	<u>Nautilus</u> sp.
22	2	<u>Ludwigia concava</u> (SOW.)
22	1	<u>Ludwigia arcitenens</u> BUCKM.
18	2	<u>Ludwigia bradfordensis</u> (BUCKM.)
17	1	<u>Variamussium pumilum</u> (LAM.)
17	1	<u>Pleurotomaria</u> sp.
17	2	<u>Ludwigia murchisonae</u> (SOW.)
17	1	<u>Euaptetoceras klimakomphalum</u> (VACEK)
16	1	<u>Staufenia sehndensis</u> (HOFFMANN)

ad Profil 20, Zeindlenmatt, Koord. 645 050/262 400

Schicht	Anzahl	
27	2	<u>Rhynchonella</u> sp.
23		Crinoiden
23	2	<u>Rhynchonella</u> sp.
23	3	<u>Terebratula</u> sp.
23	2	<u>Ostrea</u> sp.
23	2	<u>Variamussium pumilum</u> (LAM.)
23	1	<u>Lima</u> sp.
23	1	<u>Chlamys</u> cf. <u>ambigua</u> (MNSTR.)
23	3	<u>Belemnites</u> sp.
23	1	<u>Ludwigia</u> (<u>Graphoceras</u>) <u>concava</u> (SOW.)
23	2	<u>Ludwigia</u> (<u>Ludwigella</u>) <u>cornu</u> var. <u>decora</u> (BUCKM.)
22	1	<u>Ludwigia bradfordensis</u> (BUCKM.)
16	3	<u>Staufenia opalinoides</u> (MAYER) (= <u>Lioceras uncinatum</u> (HORN))
16	2	<u>Staufenia sinon</u> (BAYLE)
14	3	<u>Astarte elegans</u> SOW.
14	2	<u>Modiola sowerbyana plicata</u> SOW.
14	2	<u>Staufenia sehndensis</u> (HOFFMANN)
14	7	<u>Leioceras</u> cf. <u>opalinum</u> (REINECKE)
5		<u>Cancellophycus</u>

3. Sowerbyischichten

Eine Ueberprüfung der von F. MÜHLBERG (1908, p.47/48) für den Faltenjuraabschnitt meines Gebietes gemachten Angaben konnte mangels Aufschlüssen nicht vorgenommen werden:

3. 6.00 m Mergel und sandige Mergelkalke, unten mit weissen Knollen (= Sowerbyi-, Desori- und Concavumschichten).
2. 0.60 m fossilreiche, mehr oder weniger spätige, eisenoolithische und pisolithische Kalke, z. T. mit Geröllen (= Obere Sublobata-Bank).
1. 10.00 m schwarze Mergel mit mergelkalkigen Geoden (= Inoceramen-Mergel).

Als nächstgelegenes Profil wurde der bereits in den Diplomarbeiten von A. BAUMER (1957, p.34/35), P. MERKI (1958, p. 87/88) und J. MÜRI (1959, p. 32/34) beschriebene Aufschluss N Wasserflue, Profil 16, Koord. 644 200/253 525, nochmals aufgenommen. Bei der Abgrenzung wurde früher

fälschlicherweise angenommen, dass das Untere Sublobata-Lager MÜHLBERGs der Untergrenze der Sowerbyischichten entspreche, indes es sich in Wirklichkeit um die concavum-Zone handelt, wie dies MÜRI (1959, p.32) richtig vermutet.

Schicht 2 von Profil 16 dürfte ein Aequivalent der "Oberen Sublobata-Bank" darstellen, so dass die Unterteilung von F. MÜHLBERG auch in diesem Aufschluss der hier wahrscheinlich ca. 19 m starken Schichtserie der Sowerbyischichten angewendet werden kann. Aufgeschlossen sind heute nur die oberen 11.5 m; der erste sichere Murchisonaeschichtenaufschluss findet sich aber knapp 10 m unterhalb der Profilbasis.

Im Tafeljura beschreibt BRAUN (1920, p.210) ca. 15 m Wechsellagerung von Mergeln und Tonen mit wenigen eingelagerten eisenschüssigen Kalkbänken.

In Profil 18, das die Sowerbyischichten mit den amplexens-discites-, discites- und sowerbyi-Zonen nach F. LIEB vermutlich in ihrer ganzen Ausbildung erfasst, wurden 13.5 m als Totalmächtigkeit ausgemessen. Ein Komplex von 11.5 m grauen Mergeln bildet hier den mittleren Teil und die Hauptmasse dieser Schichten.

4. Sauzeischichten

F. MÜHLBERG (1908, p.47) führt eine Zweiteilung der "Neutrale Zone" in Polyschides-Zone unten und Crassispinata-Zone oben durch und nennt eine Mächtigkeit von ca. 15 m.

BARTHOLET (1964, p.68) rechnet für den Sowerby- und Sauzei-Komplex mit 6.0 - 7.0 m, GOLDSCHMID (1964, p.41) sogar nur mit 2 - 6 m. BAUMER (1957, p.32) beschreibt vom Asperstrihen unten 15 m Sandkalke mit Mergellagen und oben 2 m spätigen sandigen Kalk.

In Profil 16 werden 7.3 m (Schichten 15 - 30) den Sauzeischichten zugeordnet, die als Wechsellagerung von Sandkalken, z.T. schwach fossilführenden (Muscheln und Terebrateln), spätigen, eisenschüssigen Sandkalken und tonigen Mergeln ausgebildet sind.

Ueber die Ausbildung im Faltenjura des Kartierungsgebietes selbst können keine Angaben gemacht werden.

Für den Tafeljura führt BRAUN (1920, p.210) eine Zweiteilung durch von unten 15 m Wechsellagerung von Mergeln und Tonen mit Sandkalken. Die Mergel werden z.T. als fossilreich beschrieben. Oben sollen 5 - 6 m eisenoolithische Kalke und Mergel zu den Humphriesischichten überleiten.

Ohne im Zusammenhang mit den Leithorizonten der liegenden concavum-Zone oder hangenden Humphriesischichten auftretende kleinere Aufschlüsse sind bei der wechselhaften Ausbildung der Sowerbyi- und Sauzei-Schichten nicht sicher einzuordnen.

In Bohrung 214, Profil 19, W Wölflinswil, abgeteuft 1939 im Auftrag der Studiengesellschaft, Aufnahme H. BOESCH, wurden die obersten 5.25 m der Sauzeischichten durchfahren, wobei die untersten 2.6 m durch fossilreiche Mergel, der Rest von einer Wechsellagerung von Mergeln und Sandkalken bis Mergelkalken gebildet werden.

5. Humphriesischichten

Diese im Unteren Dogger über der concavum-Zone im Feld am leichtesten einzuordnende Abteilung misst 0.25 - 3.15 m.

Im Zusammenhang ist sie im Faltenjura einzig in Profil 16 erfassbar und erreicht die minimale Stärke von 20 - 25 cm. An Fossilien wurden Belemniten, Terebrateln, Austern, Ctenostreon, Trichiten, wenige Pleuromyen, Serpeln und selten Seeigelstacheln gefunden.

In Bohrung 214, Profil 19, messen die eisenoolithischen Mergel 2.55 m und erreichen in einem 1.5 km WNW davon gelegenen, ebenfalls 1939 geschürften Profil im früher als "Leiterboden" bezeichneten Talboden E des Reichbergs als eisenoolithische Kalke und stark eisenoolithische Mergel mit einem Fe-Gehalt bis zu 24% eine Mächtigkeit von 3.13 m (Aufnahme A. AMSLER).

Profil 19a, "Leiterboden", Koord. ca. 640 175/257 400

- | | | |
|-----|--------|--|
| 18. | 0.40 m | gelbbraun- und rotgefleckter Mergel. |
| 17. | 0.65 m | dichter, dunkelgrüner bis rotbrauner Kalk mit Schlieren von Eisenoolith. |
| 16. | 0.09 m | geschichtete, gelbe, tonige Mergel. |
| 15. | 0.09 m | Eisenoolith. |
| 14. | 0.09 m | eisenoolithischer Kalk. |
| 13. | 0.34 m | Eisenoolith. |

Tafel II

Detailprofile

unterer Dogger

0m

5

10

20

30

40

50

60

Profil 15

Breitmis N Erlinsbach 79
Aufnahme P. Merki
Koord.: 641 520 /
251 480



43

31

25

6

Profil 17

Lind E Limperg
Koord.: 639 400
258 000



Sammelprofil 18

S Sespe W Oberfrick
Aufnahme F. Lieb
Koord.: 640375/260350
bis 640750/260225

37

31

23

21

18

11

Profil 19

Bohrung 214
Aufnahme H. Bösch
Koord.: 641 400 /
256 650

32

Profil 16

N Wasserflue
Koord.: 644 200 /
253 525

23

9

Profil 20

Zeindlenmatt NE Frick
Aufnahme F. Lieb
Koord.: 645 050 /
262 400

31

15

Profil 21

Tongrube E Frick
Koord.: 643 925 /
260 625

Blagdenischichten

Legende

- Kalk
- Mergel
- Ton
- sandig
- eisenschüssig
- eisenoolithisch
- oolithisch
- spätig
- schalentrümmerführend
- knauerige Ausbildung

Humphriesischichten

Sauzeischichten

Sowerbyischichten

Murchisonae-
schichten

Opalinuston

Profil 14

Aengi N Stüsslingen
Koord.: 639 275 /
250 340



12.	0.08 m	eisenoolithischer Kalk.
11.	0.10 m	Eisenoolith.
10.	0.07 m	eisenoolithischer Kalk.
9.	0.07 m	Eisenoolith.
8.	0.08 m	eisenoolithischer Kalk.
7.	0.07 m	Eisenoolith.
6.	0.06 m	gelbe tonige Mergel.
5.	0.05 m	Eisenoolith.
4.	0.34 m	eisenoolithischer Kalk.
3.	0.05 m	Eisenoolith.
2.	0.90 m	eisenoolithischer Kalk.
1.	----	braunschwarze tonige Mergel.

Schicht 18 : unterste Blagdenischichten

Schichten 2 - 17: Humphriesischichten

Schicht 1 : Sauzeischichten

BUXTORF (1901, p.49) nennt für den Bereich W des Kartierungsgebietes noch 1 m mächtige, BAUMER (1957, p.32) in einem Profil am Asperstrihen 2 m Humphriesischichten. Es scheint sich also im hier speziell beschriebenen Gebiet des Tafeljura die Eisenoolithfazies zu einer maximalen Ausbildung zu entwickeln, wobei jedoch anheimgestellt bleiben muss, ob in diesen Eisenoolith nur die Humphriesischichten einbezogen sind, oder ob auch der obere Teil der Sauzeischichten in kondensierter Form in dieser Fazies entwickelt ist.

Aus einem Hausaushub W Wittnau, Koord. 639 650/258 950, konnten aus schwarzen eisenoolithischen Mergeln und rotem mergeligem Eisenoolith an Fossilien bestimmt werden:

- 2 Stephanoceras aff. humphriesianum (SOW.) ?
- 1 Belemnites giganteus SCHLOTH.
- 4 Ctenostreon sp.
- 1 Ostrea sp.
- 1 Protocardia sp.
- 2 Pleuromya sp.
- 1 Pleurotomaria sp.
- 5 Loboidothyris retrocarinata (ROTHPLETZ)
- 3 Zeilleria waltoni DAVIDSON
- 1 Heimia mayeri (CHOFFAT)
- 2 Heimia walkeri (ROLLIER)
- 1 Rhactorhynchia palmaeformis LIEB

6. Blagdenischichten

Den Hauptanteil dieser 25 - 35 m starken Schichtserie bilden graue bis grauschwarze Mergel und in verschiedenen Niveaux sandige Mergelkalke und Sandkalke, die z. T. primär als Knauerlagen ausgebildet sind oder am Anriss durch schalige Abwitterung knauerartiges Aussehen erhalten. Die Mächtigkeit der Sandkalkbänke kann im oberen Teil der Schichten bis 1.7 m betragen.

Im Faltenjura kann teilweise an der Basis der Blagdenischichten eine fein- bis grob-spätige Kalkserie, z. T. eine eigentliche Crinoidenstielgliederbrekzie, von F. MÜHLBERG (1908, p.47) als Pentacriniten-Brekzie bezeichnet, festgestellt werden. MERKI (1958, p.90) konnte in der Breitmis N Obererlinsbach, Koord. 641 520/251 480 (vgl. Profil 15 Taf.II), ohne sichere Untergrenze zwei durch eine 10 cm messende sandige Kalklage getrennte, je 1 m mächtige sandige Kalklagen mit Pentacriniten beobachten (dieser Strassenaufschluss ist heute grösstenteils wieder überwachsen).

In Profil 16 beträgt diese Partie im Dach der Humphriesischichten noch 1.6 m; in Bohrung 214, Profil 19, zeigten sich an der Basis der Blagdenischichten 0.9 m oolithische Mergel mit häufig lagenweise zu Lumachellen angereicherten Fossiltrümmern, die wahrscheinlich noch ein Ausklingen dieser Fazies andeuten.

Am Asperstrihen nennt BAUMER (1957, p.36) für den unteren Teil eine 23 m mächtige Folge

von sandigen Mergeln mit sporadisch eingeschalteten Sandkalkbänken, überlagert von ca. 7 m Wechsellagerung von Sandkalken, sandigen Mergeln und sandigen, tonigen Mergeln.

Eine ähnliche Zweiteilung erlauben sowohl Bohrung 214, Profil 19, – unten ca. 21 m sandige, glimmerführende, schwarzgraue Mergel, im unteren Teil Pyrit führend, mit einzelnen Kalkmergel- und Mergelkalklagen, oben gefolgt von 12 m Mergeln mit gehäuftten Einschaltungen von knauerigen Kalkmergeln und Sandkalken –, wie auch die Aufschlüsse weiter gegen N im Gebiet des Horn und Hombergs, mit dem Unterschied, dass die Knauerlagen dort tiefer unten einsetzen, so dass nur die untersten 15 m – von insgesamt 28–29 m – ausschliesslich aus glimmerführenden Sandmergeln bestehen.

Bemerkenswerte Aufschlüsse finden sich im Lind E Limperg als Strassenanriss (Profil 17, Taf. II), SE Wegenstetten NW Uf der Flue, Koord. 637 720/259 800, und in den Eiholden S des Hombergs.

B MITTLERER DOGGER

Für den Ueberblick sei auf die Arbeit von H. SCHMASSMANN (1945) verwiesen. Seine Parallelisierung zweier z. T. mergeliger Bänder mit den Maeandrinaschichten bzw. Homomyenmergel des Basler Jura ist zwar vielleicht nicht unbedingt gesichert; die Nomenklatur SCHMASSMANNs wird jedoch beibehalten, weil diese beiden Niveaux zur lokalen Gliederung des Hauptrogensteinkomplexes gute Dienste leisten.

Maeandrinaschichten wie Homomyenmergel, die beide meist über einer Omissionsfläche einsetzen, leiten nach SCHMASSMANN je einen Sedimentationszyklus ein.

Die Mergelfazies der Homomyenmergel ist am Aufbau des oberen Hauptrogensteins s. l. lokal recht unterschiedlich beteiligt.

Noch fraglicher ist in unserem Gebiet die Bezeichnung "Maeandrinaschichten" als Basisglied des mittleren Hauptrogensteins. Denn einerseits – wie am Wittnauer Homberg – kann die koralligene Fazies den gesamten mittleren Hauptrogenstein s. l. umfassen, andererseits konnten – wie in Profil 26 – sowohl unter wie auch über den eigentlichen Maeandrinaschichten korallenführende Horizonte festgestellt werden.

1. Acuminataschichten (= Untere Acuminataschichten)

Dieser gegen die Blagdenischichten nicht immer deutlich abgrenzbare Komplex von z. T. oolithischen, leicht sandigen Mergeln und sandigen bis oolithischen, mergeligen Kalken erreicht 10–12 m. Die Grenzen wurden an den beobachtbaren Stellen unten mit dem Einsetzen der Ooide in den Mergeln, oft begleitet von Liostrea acuminata (SOW.) und oben unter der ersten kompakten Rogensteinbank festgelegt. Es handelt sich also um eine rein lithologische, wohl heterochrone Abteilung innerhalb der Hauptrogenstein-Formation.

In Bohrung 214, Profil 29, Taf. III, der einzigen die Gesamtmächtigkeit zeigenden Stelle, ergibt sich eine Stärke von 10.60 m.

Im Faltenjura treffen wir den Kontakt Acuminataschichten/unterer Hauptrogenstein SSE Rohr, SW P. 640 und im Steinbruch S Bad Lostorf (Profile 23 und 22, Taf. III).

Erwähnung verdienen im Tafeljura die Aufschlüsse E Bad, NE Rothenfluh, an der Strasse nach Wittnau bei P. 574, Koord. 637 575/257 200, wo die Grenzregion Acuminataschichten/unterer Hauptrogenstein ca. 2 m stark sichtbar ist: unter feingebanktem, fein- bis mitteloolithischem Rogenstein liegen z. T. eisenschüssige, leicht spätige, crinoidenführende, oolithische Mergel bis mergelige Kalke. Die Ooide sind braun bis grauschwarz. Häufig sind Einschaltungen von Schalenrümmlagen mit Liostrea acuminata. Auffallend ist die Grünfärbung der Mergellinsen in den braungrauen mergeligen Kalken, besonders ca. 50 cm unter der Obergrenze der Acuminataschichten.

In Profil 17, Taf. II, wurde wahrscheinlich die Untergrenze der Acuminataschichten knapp erreicht, obgleich keine Ooide, wohl aber Liostrea acuminata angetroffen wurden.

S Wittnau, im Tobel zwischen Leiberholden und Guggerholden, bei P. 483, Koord. 640 825/258 410, zeigt sich eine 5 m mächtige Wechsellagerung von schwarzblauen, leicht oolithischen, leicht sandigen Mergeln und graublauen, knauerigen, im oberen Teil oolithischen, im unteren Abschnitt leicht spätigen, in Lagen massenweise Fossilrümmler führenden, mergeligen Kalken. Festzuhalten ist ein im unteren Teil in einer Mergelzone eingeschaltetes, bis 1 cm dickes Kohlenbändchen. Es handelt sich hier um die unteren Acuminataschichten knapp über den Blagdenischichten.

2. Unterer Hauptrogenstein

Ueber den Acuminataschichten folgen 48 - 50 m meist hellgrauer Rogenstein mit vereinzelt Lumachellen und Mergelfugen. Gegen oben zeigt sich eine Grössenzunahme der Ooide, besonders in einzelnen Lagen.

Profil 22, N Lostorf im Steinbruch an der Strasse nach Bad Lostorf, weist eine rund 49 m starke Folge von grauen bis graublauen, beigebraun anwitternden, fein- bis grobkörnigen, im mittleren Teil leicht kreuzgeschichteten, lagenweise Schalenrümmer führenden, z.T. leicht spätigen Rogensteinbänken mit einzelnen Mergelfugen und -lagen auf.

Fossilien: Liostrea acuminata (SOW.) und andere Austern

Pectiniden

Terebratuliden

Clypeus ploti KLEIN

Bohrung 214, Profil 29 durchteufte knapp 48 m unteren Hauptrogenstein.

3. Maeandrinaschichten

Die Basis des mittleren Hauptrogensteins im Sinne von SCHMASSMANN (1945) wird lithologisch durch das Auftreten von Korallen, die meist über einer z.T. angebohrten Omissionsfläche einsetzen, gegeben. In der Lithologie und Mächtigkeit variabel, bilden die Maeandrinaschichten im Felde mit ihren Korallen einen leicht erkennbaren Horizont.

Am Wittnauer Homberg werden die Korallenkalke 7 m mächtig und machen hier den gesamten mittleren Hauptrogenstein aus (SCHMASSMANN, p. 81). MOHLER (1936, p. 157) erwähnt vom Wittnauer Horn heute nicht beobachtbare 4 m starke Maeandrinaschichten mit Isastraeen und Cidaris maeandrina.

In einem Hangaufschluss zwischen Sigmetholden und Frauholden, Profil 25, finden sich 2 m meist koralligen Kalkes.

In Profil 26, Vogtholden, an der Strasse Wittnau - Rothenfluh, schalten sich über dem unteren Hauptrogenstein bereits 10 - 20 cm mächtige Basismergel ein, und die eigentliche Korallenfazies umfasst nur noch 70 - 80 cm. Nur an dieser Lokalität sind sowohl unter wie auch über der Maeandrinaschicht einzelne spärlich korallenführende Horizonte feststellbar.

An der Strasse Anwil - Rothenfluh, Profil 27, messen die Maeandrinaschichten nur noch 45 cm. Wohl wegen ungenügend genauer lithologischer Charakterisierung bei der Bohrkernaufnahme lässt sich diese Fazies in Bohrung 214, Profil 29, nicht direkt nachweisen. Als den Maeandrinaschichten entsprechende Bildungen werden 2 m mächtige, stark mergelige Rogensteinbänke mit einer basalen Lumachelle angenommen. Für den Faltenjura weist Profil 22, N Lostorf, wieder 2.40 m koralligen Kalk und korallenführenden Rogenstein mit angebohrter Oberfläche auf. Relativ gross in diesen Schichten ist die Fossilführung, im Gegensatz zum sonst eher fossilarmen Hauptrogenstein. Die Individuen sind jedoch meist schlecht erhalten: Austern, Pectiniden, Terebratuliden, Rhynchonelliden, Einzelkorallen und Korallenstöcke, Seeigel und Seeigelstacheln sowie Belemniten.

4. Mittlerer Hauptrogenstein

Unterschiedlich mächtig ausgebildet treten diese meist leicht spätigen Hauptrogensteinbänke zwischen der Korallenfazies und den Homomyenmergeln im Dache auf.

Wie oben erwähnt, ist im Gebiet des Hombergs der ganze mittlere Hauptrogenstein als Korallenkalk entwickelt. Die grösste Mächtigkeit im Untersuchungsgebiet erreicht diese Oolithserie mit 7.50 m in Bohrung 214, Profil 29, wo eine 2 m messende, kaum oolithische Mergelkalkzone hervorsteht.

In Profil 22, Steinbruch Lostorf, misst der mittlere Hauptrogenstein 3.80 m.

Die Gesamtmächtigkeit des mittleren Hauptrogensteins s.l. (Maeandrinaschichten und mittlerer Hauptrogenstein s.s.) schwankt zwischen 4.5 und 9.5 m.

5. Homomyenmergel

Diese in der älteren Literatur mit "Obere Acuminata-Schichten" bezeichnete Mergelserie leitet den dritten Sedimentationszyklus des Hauptrogensteinkomplexes ein. Diese Schichten haben

nur einen lokalstratigraphischen Leitwert, und ihre zeitliche Korrelation mit den viel mächtigeren und typischeren Homomyenmergeln des Basler Jura bleibt zu diskutieren.

Von BRAUN (1920, p. 217) wurden im Tafeljura zwischen Buschberg und Tiersteinberg, Lokalität Fazedelle, "ca. 1 m braune Mergel, welche unterlagert werden von eisenschüssigen, ziemlich groboolithischen, Pecten führenden Kalken" erwähnt, wo neben anderen Fossilien Echinobrissus clunicularis und Clypeus ploti erwähnt werden. SCHMASSMANN (1945, p. 82) setzt diese Folge von Mergeln im Gegensatz zu BRAUN den Homomyenmergeln gleich.

In Bohrung 214, Profil 29, wird eine Serie von 1.25 m ooidführenden Mergeln und stark mergeligem Rogenstein mit einer 40 cm mächtigen, hellgrauen, harten Rogensteinbank in der Mitte als Homomyenmergel angesprochen, namentlich auch, weil darunter ebenfalls der von BRAUN bei Fazedelle erwähnte pectinidenführende Kalk beschrieben wird und somit einen vagen Vergleich erlaubt.

In Profil 28, Rottannen, 3 km W Wittnau, wird eine Folge von Mergeln mit brockigem Mergelkalk, zweigeteilt durch eine 0.85 m mächtige Lage von oolithischem, fossilreichem Kalk mit einer Gesamtmächtigkeit von 2.45 m als Homomyenmergel betrachtet.

In Profil 27, W Anwil, wird die Mergelfazies z. T. durch mergelige, leicht spätige Kalke und blättrig verwitternde, mergelige, weinrot maserierte, leicht spätige Kalke ersetzt. 0.90 m, Schicht 9, ist nicht aufgeschlossen, stellt aber wahrscheinlich, als Abschluss der Homomyenmergel, eine Mergelserie dar, womit diese Schichten hier 2.70 m erreichen dürften.

Im Faltenjura folgt in Profil 22 über einer angebohrten Fläche mit Austernpflaster eine 3.55 m mächtige, den Homomyenmergeln zuzuordnende Schichtreihe (Schichten 63 - 66) von z. T. oolithischen Mergeln mit knauerigen Oolithlagen und meist mehr oder weniger mergeligen, fossiltrümmerreichen, z. T. spätigen Rogensteinbänken. In der Anwitterung tritt dieser mergelige Horizont sehr deutlich als braunes Band hervor und hebt sich von den hangenden, weisslich anwitternden Rogensteinbänken ausgezeichnet ab.

MERKI (1958, p. 98, Profil 19) nennt in einem Profil an der Abbruchwand des Bergsturzes in der Breitmis, Koord. 641 780/251 410, für die Homomyenmergel mindestens 3 m.

6. Oberer Hauptrogenstein

Ueber die Gesamtmächtigkeit gibt im Arbeitsgebiet einzig Bohrung 214, Profil 29, Aufschluss, wo im unteren Teil feinkörniger, grauer Rogenstein mit limonitischen, spätigen Linsen und Mergelfugen und -schmitzen durchfahren wurde. Die obersten 5 m der 20.45 m messenden Schichtserie bildet spätiger Oolith.

Ein am SW-Ende des Chlapfen beobachtbares Profil, Profil 24, dürfte gerade oberhalb des mergeligen Homomyenhorizontes beginnen. Erwähnenswert sind Markasitkonkretionen in Schicht 5. Die Möglichkeit, dass Schichten 5 und 6 eine den Homomyenmergeln entsprechende Bildung darstellen könnten, muss mindestens angedeutet werden.

Der in Profil 22 aufgeschlossene obere Hauptrogenstein kann wegen tektonischer Komplikationen nur in den unteren 7 m beobachtet werden; die untersten 0.85 m sind als leicht spätige, arenitische Kalke mit Fossiltrümmern, die darüber folgenden 1.80 m als mehr spätige, nur schwach oolithische Kalke ausgebildet. Erst darüber setzt die eigentliche Rogensteinfazies ein.

Die Gesamtmächtigkeit scheint konstant bei ca. 20 m zu liegen. So nennt ERNI (1941, p. 161) für das E-Ende des Dottenbergs 20 m und auch SCHMASSMANN (1945, p. 131) führt im Profil der Schellenbrücke 20 m spätigen Rogenstein an. Im oberen Abschnitt der Schichten zeigt sich häufig Kreuzschichtung.

Leider erlauben es die Aufschlussverhältnisse nicht, die von SCHMASSMANN als 4. Sedimentationszyklus ausgeschiedenen Movelierschichten in meinem Gebiet abzugrenzen. Es stellt sich die Frage, ob im als oberen Hauptrogenstein beschriebenen Komplex Movelierschichten gesondert auftreten, ob eine Sedimentationslücke besteht, oder ob eine lokalstratigraphische Unterscheidung gar nicht durchführbar ist.

Im Tafeljura setzen in Bohrung 214, Profil 29, direkt über dem oberen Hauptrogenstein die Spatkalke ein.

SCHMASSMANN (1945, p. 88) erwähnt vom "Neueweg"-Steinbruch bei Anwil - einer Lokalität, die ich nicht eruieren konnte - über dem oberen Hauptrogenstein eine deutlich ausgebildete Omis-sionsfläche, gefolgt von ca. 50 cm gelbem, spätigem Kalk (1945, Taf. III), den er den Movelierschichten zuordnet. Weitere Anhaltspunkte für eine gesondert auszuscheidende Schichtserie zwi-

schen oberem Hauptrogenstein und Spatkalk konnten hier nicht gefunden werden.

Für den Faltenjura führt ERNI (1941, p. 161) in seinem Dottenbergprofil W Lostorf keine Molluskerschichten an, sondern lässt über einer austernbesiedelten Regressionsfläche direkt den Ferrugineusoolith einsetzen.

Zur Darlegung der lithologischen Verhältnisse werden zwei kleinere Profile aufgeführt (vgl. auch Tafel III).

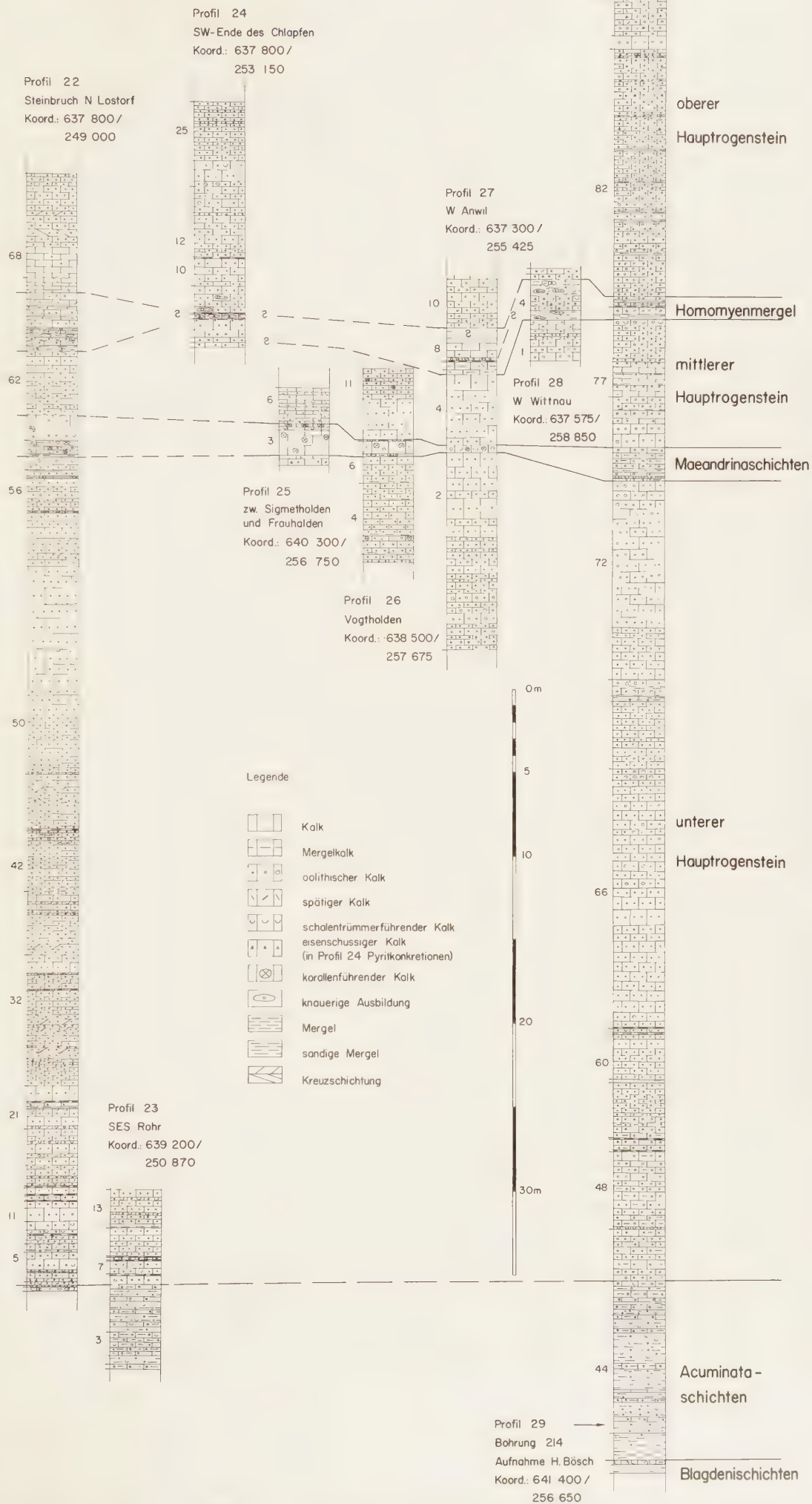
Profil 26, verlassener Steinbruch an der Strasse Wittnau - Rothenfluh,
Koord. 638 500/257 625

- | | | |
|-----|---------------|--|
| 11. | 1.80 m | dünnebankter Rogenstein, lagenweise stark spätig, einzelne Schichten mit Korallen. Bankung 20 - 30 cm. |
| 10. | 2.40 m | relativ massige Bank von mittelkörnigem Oolith. |
| 9. | 0.10 m | Mergellage mit gut gerollten Rogensteinbrocken. |
| 8. | 0.70 - 0.80 m | z. T. grobkörniger Oolith mit, besonders im oberen Teil gehäuft, Korallenschwarten und -stöckchen, meist gerollt, so dass in der Anwitterung ein konglomeratisches Bild entsteht; z. T. spätig, fossilreich: Austern, Pectiniden (<i>Chlamys</i> ?), einzelne Einzelkorallen, Rhynchonellen, Seeigelstacheln, die lagenweise stark gehäuft auftreten und einzelne Seeigelbruchstücke. |
| 7. | 0.10 - 0.20 m | Mergellage mit eingestreuten, z. T. schalenrümmerreichen Hauptrogensteinknollen. |
| 6. | 1.60 m | mittelkörniger Oolith, Bankung 10 - 30 cm. Unten Mergelfuge. |
| 5. | 1.00 m | mittelkörniger Oolith, feingebankt, Schichtgrenzen z. T. stylolithisch verzahnt. Mergelfuge. |
| 4. | 2.10 m | fein bis mittelkörniger Oolith, Bankung 10 - 30 cm. Mergelfuge. |
| 3. | 0.30 m | in der Anwitterung deutlich hervortretendes Bändchen von Hauptrogenstein mit lokal horizontal angeordneten Lagen von bis zu 3 mm grossen, länglichen, unregelmässig verteilten Ooiden. Massenhaft meist zertrümmerte Fossilien: Austern (sehr häufig), <i>Lima</i> , <i>Trichites</i> , Pectiniden, Belemniten, gerollte Korallen und Korallenstöckchen. |
| 2. | 0.80 m | mittelkörniger Oolith. Unten Mergelfuge. |
| 1. | 0.50 m | feingebankter, fein- bis mittelkörniger Oolith. |
- Schichten 10 - 11: mittlerer Hauptrogenstein
Schichten 7 - 9: Maeandrinaschichten, Totalmächtigkeit 1 m
Schichten 1 - 6: unterer Hauptrogenstein

Profil 28, W Buschberg, Rottannen, S P. 684, Koord. 637 575/258 850

- | | | |
|----|--------|---|
| 7. | 0.30 m | oolithischer, leicht spätiger, relativ dichter Kalk. |
| 6. | 0.30 m | mittelkörniger, grauer Rogenstein. |
| 5. | 1.00 m | graubraune Mergel mit vielen mergeligen, oolithischen Kalkbrocken; einzelne Austern. |
| 4. | 0.85 m | fein- bis grobkörniger Oolith mit massenhaft Fossilien, besonders Pectiniden und Austern; durchsetzt von mit Kalzitkristallen ausgekleideten Drusen, Hämatit führend. |
| 3. | 0.60 m | Mergel mit grossem Anteil von brockigem Mergelkalk. |
| 2. | 1.10 m | harter, grauer, z. T. muschelartig brechender Kalk, mehr oder weniger oolithisch, mit viel dichter bis körniger Grundmasse. Bankung 5 - 20 cm, an den Schichtgrenzen z. T. kleine, bis 1 cm grosse Austern. |
| 1. | 1.25 m | grobkörniger, z. T. leicht spätiger Rogenstein. |
- Schichten 6 - 7: oberer Hauptrogenstein
Schichten 3 - 5: Homomyenmergel, Totalmächtigkeit 2.45 m
Schichten 1 - 2: mittlerer Hauptrogenstein

Tafel III Detailprofile Hauptrogenstein



C OBERER DOGGER

1. Spatkalk

Von SCHMASSMANN (1945, p. 156) wurde dieser Abschnitt noch als 5. Sedimentationszyklus des mittleren Doggers beschrieben. Ich möchte es vorziehen, mit dem Spatkalk den oberen Dogger beginnen zu lassen. Wie wir mit dem Einsetzen der Oolithfazies die Untergrenze des mittleren Doggers gezogen haben (Basis der Acuminataschichten), so scheint es mir berechtigt, mit dem Beginn der hier typischen, stark spätigen Fazies die Grenze zum oberen Dogger zu ziehen. Neben diesem lithologischen Kriterium könnten stratigraphische Anhaltspunkte wie die eventuelle Grenze Bajocian/Bathonian, das tiefste Auftreten von *Oppelia* (*Oxyerites*) *aspidoides* usw. angeführt werden.

Sowohl von N gegen S als auch von E nach W zeigt der Spatkalk relativ starke Mächtigkeits- und in geringerem Mass auch Faziesunterschiede. Beträgt die Schichtstärke dieser im Tafeljuragebiet spätigen, meist stark limonitischen, lagenweise leicht mergeligen, untergeordnet lokal schwach oolithischen Kalke im Gebiet des Altenbergs 10 m und um Frick sogar bis 15 m (BRAUN, 1920, p. 218), so reduziert sich ihre Mächtigkeit gegen S rasch, und im Süden des Tales von Kienberg fehlt der Spatkalk nach AMSLER (1931, vgl. FEHLMANN & RICKENBACH, 1962, p. 17) ganz, so dass die Variansschichten direkt auf oberen Haupttrogenstein zu liegen kämen. Heute sind die Aufschlussverhältnisse zu ungenügend, um dieses Auskeilen zu verfolgen. Eine totale Omission halte ich aber nicht für wahrscheinlich, da fast immer im Gehängeschutt noch typische Spatkalkbrocken zu finden sind.

BAUMER (1957, p. 40) beobachtete in einem Profil W Fürberg:

- | | | |
|----|-------------|---|
| 6. | 3.0 - 4.0 m | plattiger, stark eisenschüssiger, roter Spatkalk. |
| 5. | 2.90 m | graubeiger, leicht mergeliger, feinspätiger Kalk. |
| 4. | 0.30 m | graublauer, harter, spätiger Kalk mit einzelnen Oolithkörnern. |
| 3. | 1.35 m | graugelber, harter, spätiger Kalk; vereinzelt Ooide und kleine Rostflecken.
Mergelige Zwischenlagen. |
| 2. | 0.12 m | bräunlicher, oolithischer Kalk. |
| 1. | 1.30 m | heller, leicht zerfallender Oolith. |

Schichten 3-6: Spatkalk

Schichten 1-2: oberster Haupttrogenstein.

In Bohrung 214, Koord. 641 400/256 650, wurden 3.50 m grauer, meist limonitischer, z. T. leicht mergeliger, spätiger Kalk als unterer Teil des Spatkalkes durchteuft (vgl. Profil 29). Schürfung 51, Koord. 643 350/255 610, legte den Spatkalk mit 6.00 m in seiner Gesamtmächtigkeit bloss.

Eine kleine verlassene Grube NW der Kirche Wölflinswil, Koord. 641 950/256 940, lieferte einige sehr schlecht erhaltene Ammoniten. Ein 40 cm im Durchmesser erreichendes Stück dürfte eine fragliche *Choffatia* sein.

Westlich des kartierten Tafeljura beschreibt BUXTORF (1901, p. 54) im Sackhollen, das nach SCHMASSMANN (p. 88) der früheren Bezeichnung Kapfholten, dem heutigen Chapf SE Rothenfluh entspricht, ein kleines Profil des unteren Spatkalkes, der nicht mehr den rein spätigen Charakter aufweist:

- | | | |
|----|---------------|---|
| 5. | 0.50 - 0.60 m | spätige, oolithische Muschelbreccie. |
| 4. | 0.60 m | rötliche, grümelige Mergel mit harten Knauern einer Muschelbreccie. |
| 3. | 0.20 - 0.25 m | gelbbraune Spatkalke. |
| 2. | 0.15 - 0.20 m | hellbrauner, spätiger Kalk mit hellgelben, feinen und gröberen Oolithkörnern. |
| 1. | | feinkörniger, heller Oolith (oberer Haupttrogenstein). |

SCHMASSMANN (Profiltafel III) rechnet diese Abfolge den Movelierschichten zu. Es besteht aber kein zwingender Grund, von der Ansicht BUXTORFs abzugehen, wonach diese Schichten Aequivalente des Spatkalkes darstellen; höchstens könnte ein beginnender Uebergang in die westliche Fazies des Groben Ooliths vorliegen. Diese Ausbildung lässt sich gegen Osten nicht verfolgen, sondern wird in einem Aufschluss W Anwil, Koord. 637 650/255 475, durch ca. 4 m unten dickbankige, spätige Kalke, oben dünn gebankten bis plattigen Spatkalk abgelöst; die Totalmächtigkeit kann nicht beobachtet werden. Hingegen kann das Profil von BUXTORF gut mit der von ERNI (1941, p. 161)

vom E-Ende des Dottenbergs beschriebenen Abfolge verglichen werden (Zusammenfassung):

5. 6.00 m Varianssschichten.
4. 6.25 m Spatkalk: dünnplattige, harte Spatkalke, bestehend fast ausschliesslich aus Echinodermentrümmern, hauptsächlich Crinoidenstielgliedern, mit limonitischen Nestern; oben angebohrte Regressionsfläche.
3. 2.00 m Eudesiamergel: ruppige Kalkmergel mit, unter anderem, der sonst seltenen Eudesia cardium (LAM.) und Parkinsonia württembergica (OPPEL).
2. 3.80 m Ferrugineusoolith: unten 1 m mergeliger Abschnitt, darüber 2.80 m feste Kalkbänke des Groben Oolith; oben Omissionsfläche.
1. oberer Hauptrogenstein, Oberfläche von Bohrmuscheln angebohrt, mit Austern besetzt.

Nur ca. 2 km NNE davon, auf Ban, Koord. 637 510/250 560, lässt sich die Ferrugineus-Eudesiamergel-Fazies nicht mehr nachweisen:

4. 1.70 m leicht limonitischer, feinspätiger, gegen oben grobspätiger Kalk.
3. 0.20 m feinspätiger, in Nestern leicht oolithischer Kalk mit vielen groben Schalentrümmern; einzelne Brachiopoden.
2. 0.10 m mergelige, brekziös erscheinende Lage mit Rogensteinknauern.
1. 1.30 m mittelkörniger Rogenstein, mehr oder weniger limonitisch, leicht spätig, einzelne Schalentrümmer. Angebohrte Oberfläche. Bankung 10 – 30 cm.

Der nächst östliche, die Totalmächtigkeit zeigende Aufschluss findet sich erst wieder im Profil der Schellenbrücke an der Staffeleggstrasse, wo der Spatkalk 12 m umfasst, ausser einer basalen Mergellage in rein spätiger Fazies ausgebildet ist und mit einer angebohrten Obergrenze endet.

2. Varianssschichten

Im engeren Untersuchungsgebiet ist heute der Kontakt zum Liegenden und zum Hangenden dieser lagenweise äusserst fossilreichen Abteilung sehr selten erfassbar.

Wo diese maximal 8 m erreichende Folge zutage tritt, handelt es sich in stark wechselnder Ausbildung um eine Wechsellagerung von meist mergeligen, oft oolithischen, wegen limonitischer Umkrustung eisenoolithisch erscheinenden, z.T. spätigen, grauen bis rotbraunen Kalken, Mergelkalken, Mergeln und sandigen Mergeln. Selten sind scharf abgegrenzte Bänke, da die Kalklagen gegen oben und unten allmählich in Mergel übergehen und ein knaueriges bis ruppiges Bild zeigen. 1939 wurde im Zuge der Eisenoolithprospektion der Studiengesellschaft bei Bächlimatt, W Wölflinswil, Koord. 640 370/256 925, folgendes Profil erschürft (Aufnahme H. BÖSCH):

6. 4.80 m splittrige, dünngebankte Kalke, voll von Fossilbruchstücken, spätig, schwach limonitisiert, vereinzelte Mergelzwischenlagen.
5. 1.00 m blaue bis graue Mergel mit vereinzelt knolligen Kalklagen.
4. 2.00 m graue bis gelbe Mergel mit Kalklagen. In den Mergeln rote Striemen und Verfärbungen als Folge von wieder aufgearbeitetem Spatkalkmaterial.
3. 3.40 m schlecht gebankter, massiger Spatkalk, hell, stark spätig und nur schwach limonitisiert.
2. 0.10 m gelbe, tonige Mergel.
1. 1.50 m gelbbrauner, stark spätiger Spatkalk, nur schwach limonitisch.

SSE der Kirche von Wölflinswil, Strassenaufschluss, Koord. 642 090/256 470, konnte in der unteren Hälfte der Varianssschichten folgende Abfolge beobachtet werden:

5. 0.60 m meist stark oolithischer, z.T. eisenoolithischer, grünlichgrauer bis grauschwarzer Mergelkalk mit mergeligen Linsen. Wenige unbestimmbare Ammoniten.
4. 0.10–0.15 m leicht sandige, fossilreiche, grauschwarze Mergel.
Entolium sp.
Chlamys bouchardi (OPPEL)
Isocyprina sp.
Arcomya sinistra AGASSIZ

- Pleuromya elongata AGASSIZ
Trigonia sp.
Modiola bipartita SOW.
Lima (Limatula) helvetica OPPEL
Rhynchonella (Rhynchonelloidella) alemanica ROLL.
Acanthothyris spinosa (SCHLOTH.)
Collyrites ellipticus DESM.
Holactypus depressus LESKE
 Belemniten
3. 0.20 m eisenschüssiger, z. T. leicht spätiger, grauer bis brauner Mergelkalk mit einzelnen unbestimmbaren Ammoniten.
2. 0.10 m grauschwarzer, z. T. leicht sandiger Mergel.
Lima (Limatula) helvetica OPPEL
Rhynchonella (Rhynchonelloidella) alemanica ROLL.
Acanthothyris spinosa (SCHLOTH.)
Belemnopsis canaliculata (SCHLOTH.)
1. 0.50 m graubrauner, leicht eisenschüssiger, z. T. limonitischer Mergelkalk.
Terebratula (Goniothyris) quenstedti ROLLIER
Wattonithyris tutcheri MUIR-WOOD
Rhynchonella (Rhynchonelloidella) alemanica ROLLIER
Rhynchonella (Rhynchonelloidella) arcuata ROLLIER
Acanthothyris spinosa (SCHLOTH.)

Das bereits p. 61 zitierte Profil vom Ostende des Dottenbergs zeigt nach ERNI (1941, p. 161) über einer angebohrten Regressionsfläche des Spatkalkes:

- 5.00 m spätige Kalke und ruppige Kalkmergel mit Lagen von eisenoolithischen und eisenschüssigen Mergelkalken; angebohrte Obergrenze.
- 1.00 m graue, zähe Kalkmergel, sog. Bryozoenmergel.

Fig. 5 zeigt eine Bryozoenkolonie aus den unteren Varianssschichten, Lokalität Breitmis, Koord. 642 000/251 300, die das Ausklingen der Bryozoenmergelfazies vom Dottenberg dokumentiert.

Die Mächtigkeit der Varianssschichten scheint gegen E zuzunehmen, notiert doch MERKI (1958, p. 108) von der Schellenbrücke 9.30 m.

Typisch im Gebiet des Gugen und der Egg scheint nach den Beobachtungen von AMSLER eine Austernbank im Dach der Varianssschichten zu sein (vgl. Tabelle 3 und Profile 37 und 38, Tafel IV).

Tabelle 2, nach Fundorten zusammengestellt, gibt einen Ueberblick über die Brachiopodenfauna der Varianssschichten. Es handelt sich ausschliesslich um kleinere, nicht genau horizontierbare Aufschlüsse:



Fig. 5
Bryozoenkolonie

Sammelstellen:

1	Koord.	637 900 / 249 700	N Flüeli, N Bad Lostorf
2		638 100 / 250 080	N Attenbrunnen, N Bad Lostorf
3		642 000 / 251 300	Breitmis, N Obererlinsbach
4		640 800 / 251 300	Rütacher, E Rohr
5		637 870 / 253 500	Reservoir Oltingen
6		637 800 / 253 480	W Reservoir Oltingen
7		637 500 / 254 500	Rebenhof, N Oltingen
8		639 350 / 255 220	NE Ussefeld, N Kienberg
9		639 550 / 255 600	W Oberfeld, N Kienberg
10		639 450 / 255 650	S Rotbüel, N Kienberg
11		639 200 / 255 650	Rütimatt, N Kienberg
12		639 800 / 256 300	Rätschtel, N Kienberg
13		639 080 / 256 400	ENE Stritmatt, NE Anwil

Tabelle 2

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
<u>Rhynchonelloidella alemanica</u> (ROLLIER)	+	+	+	+	-	+	+	+	+	+	+	+	+
<u>Rhynchonelloidella arcuata</u> (ROLLIER)	+	-	+	-	-	-	-	-	-	+	-	+	+
<u>Rhynchonelloidella smithi</u> (DAVIDSON)	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<u>Rhynchonelloidella globosa</u> MUIR-WOOD	-	-	-	-	-	+	-	-	-	+	-	-	-
<u>Rhynchonelloidella zieteni</u> (D'ORBIGNY)	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-
<u>Rhynchonelloidella</u> aff. <u>tutcheri</u> MUIR-WOOD	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-
<u>Rhactorhynchia</u> cf. <u>sublacunosa</u> (SZAINOCHA)	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<u>Kallirhynchia concinna</u> (SOWERBY)	-	+	-	-	-	-	-	-	+	+	-	-	+
<u>Kallirhynchia expensa</u> BUCKMAN	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-
<u>Burmishynchia</u> sp.	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-
<u>Acanthothyris spinosa</u> (LINNÉ)	+	+	+	+	-	+	+	+	+	+	+	+	-
<u>Acanthothyris powerstockensis</u> BUCKMAN & WALKER	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
" <u>Terebratula</u> " <u>richardsoni</u> MUIR-WOOD	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-
" <u>Terebratula</u> " sp.	-	-	-	-	-	-	+	+	-	-	-	-	-
<u>Tubithyris globata</u> (SOWERBY)	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	+	+
<u>Tubithyris powerstockensis</u> (MUIR-WOOD)	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-
<u>Goniothyris quenstedti</u> (ROLLIER)	+	+	+	-	-	+	-	-	-	-	+	-	-
<u>Wattonithyris tutcheri</u> (MUIR-WOOD)	+	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	+	-
<u>Loboidothyris</u> sp.	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<u>Ornithella lagenalis</u> (SCHLOTH.)	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-
<u>Aulacothyris mandelslohi</u> (OPPEL)	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<u>Rugitela cadomensis</u> (EUDES-DESLONGCHAMPS)	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	+	+
<u>Eudesia cardium</u> (LAM.)	-	-	+	+	-	-	-	-	-	-	-	+	-

Ausser den in Tabelle 2 aufgeführten Brachiopoden wurden noch folgende Fossilien der Vari-
ansschichten bestimmt:

- Oxycerites aspidoides (OPPEL) (Sammelstelle 1)
- ? Lissoceratoides sp. (3 und 7)
- Procerites (3)
- Oppelia sp.
- Alligaticeras sp.
- diverse unbestimmbare, stark korrodierte Ammoniten.
- Belemniten
- Trigonia sp.
- Pleuromya tenuistria AGASSIZ
- Pleuromya elongata AGASSIZ
- Pholadomya hemicardia RÖMER
- Arcomya cf. sinistra AGASSIZ
- Pholadomya cf. ovulum AGASSIZ
- Modiola cf. cuneata SOW.

Limatula gibbosa var. helvetica (OPPEL)
Entolium sp.
Astarte sp.
Isocardia sp.
Ostrea sp.
Pleurotomaria sp.
Holcotypus depressus LESKE
Collyrites ellipticus DESM.
Echinobrissus clunicularis (D'ORB.)
Discoidea sp.

3. Macrocephalusschichten

Das ganze Callovian ist im Untersuchungsgebiet äusserst spärlich aufgeschlossen, genauere Mächtigkeitsangaben und lithologische Details sind in natürlichen Anrissen nicht erfassbar. Eine Parallelisierung wird dadurch erschwert, dass faziell rasche Wechsel eintreten können.

Mit Sicherheit lässt sich sagen, dass der auf der Chornbergebnis noch als sogenannter Kornbergsandstein ausgebildete, nach AMSLER (1931) bis 24 m starke Schichtkomplex sich gegen W reduziert und durch tonige, leicht sandige Mergel ersetzt wird, so dass in unserer Gegend des Tafeljura ausser dem Eisenoolith im Dach die ganze Serie hauptsächlich in Mergelfazies entwickelt ist.

In verschiedenen Bohrungen der Studiengesellschaft aus den Jahren 1936/37 wurde der oberste Teil der Macrocephalusschichten durchfahren (Bohrungen 206, 209, 210, 212; Schürfungen 118, 119, 120, 142; Situation in FEHLMANN & RICKENBACH, 1962). AMSLER rechnet eine 0.40 - 0.80 m erreichende, feinkörnige, braungelbe, z.T. eckig-körnige Eisenoolithschicht zum Dach der Macrocephalusschichten, begründet durch das Auftreten von weitrüppigen Perisphinctiden und Macrocephaliten. Darunter folgen gelbe, tonige Mergelkalke bis hellgraue, feinkörnige, spätige Kalke, z.T. noch leicht eisenoolithisch.

Als Beispiel diene Bohrung 212, Koord. 642 230/256 050, (Aufnahme A. AMSLER, 1937):

- | | | |
|----|--------|---|
| 6. | | dunkelgrauer Mergelkalk mit eisenoolithischen Schlieren. |
| 5. | 0.20 m | grauer Mergelkalk mit feinen, teilweise eckigen Eisenoolithkörnern. |
| 4. | 0.45 m | dunkelgraue Mergel, unten fester Kalk, mit weitrüppigen Perisphinctiden. |
| 3. | 0.25 m | feinspätiger, leicht mergeliger Kalk. |
| 2. | 0.30 m | kalkreiche, spätige, hellgraue mergelige und dunklere Partien wechselnd. Die hellgrauen Partien bilden abgerundete Knollen im Mergel. |
| 1. | 0.50 m | kalkreiche Mergel, gegen unten Zunahme des Mergelanteils. |

Schicht 6: unterer Teil der anceps- athleta-Zonen.

Schichten 1 - 5: obere Macrocephalusschichten.

Die eisenoolithische Fazies ist hier nur schwach angedeutet. Die kalkige Ausbildung in den obersten Macrocephalusschichten dürfte noch ein Ausklingen der Kornbergsandsteinfazies andeuten.

Im Faltenjura findet eine noch viel ausgeprägtere Reduktion von W nach E statt. ERNI (1941, p. 162) erwähnt in seinem kombinierten Dottenbergprofil:

- | | | |
|----|---------|---|
| 4. | 0.20 m | fossilleere Bank kieseligen Kalkes, Oberfläche höckerig und angebohrt. |
| 3. | 30.00 m | graue, sandige Mergel mit Chaille-artigen Knauern. |
| 2. | 0.57 m | grauer oder gelblicher bis rötlicher Mergel oder Mergelkalk mit groben, linsenförmigen, braunen Eisenoolithkörnern. |
| 1. | 0.15 m | fein eisenoolithischer Mergel mit Knauern, die ausserordentlich fossilreich sind. |

Ob Schicht 3 allerdings am Dottenbergostende und nicht weiter westlich beobachtet wurde, geht aus dem Text nicht deutlich hervor.

In der Gegend der Rebenflue und des Gugen bewegt sich die Stärke um 1 m, und an der Egg N Erlinsbach wurden nur noch maximal 50 cm eisenoolithischer Mergelkalk und Mergel angetroffen. In der Gegend des Gugenostendes und der westlichen Egg wurden 1920/21 durch Schürfungen der Studiengesellschaft die Macrocephalusschichten mehrmals angeschnitten. Wegen der äussersten Seltenheit natürlicher Aufschlüsse wurden die Aufnahmen von A. AMSLER in Tabelle 3 zusammengestellt (vgl. dazu auch die Profile 35 - 39, Tafel IV).

Tabelle 3: Zusammenstellung von Schürfungen im Faltenjura im Gebiet des Gugen und der Egg.
 Nach Aufnahmen von A. Amsler 1920/21 (vgl. auch Tafel IV).

Rütacker, Nr. 8 640 100 / 251 400	Breitmis, Nr. 4 642 625 / 251 275	Gugenmätteli, Nr. 2 641 875 / 250 650	Im Stutz, Nr. 1 642 320 / 250 025	Eiholz, Nr. 7 642 850 / 251 775
0.50 harte graue Mergel mit Schwammknollen	1.30 bröckeliger, grauer Mergel mit knolligen Kalkeinlagerungen 0.70 3 mergelige Kalkbänke	0.40 graue harte Knauermergel mit Schwammknollen und -platten. In den mergeligen Zonen unten durch Ankerit und Kalzit ausgefüllte Rutschklüfte. An der Basis neben Schwämmen aufgearbeitete Eisenoolithkörner	0.90 graue Mergel 0.15 graue Kalkknollen mit Pyritflecken 0.25 graue Mergel mit Kalkknöllchen 0.50 graue feste Kalke mit Crinoidenstielgliedern und einzelnen Schwämmen 0.30 graue Mergel 0.50 knollige, feste Schwammkalkbank 0.08 knolliger grauer Mergelkalk, zerstreut oolithisch; Crinoidentrümmer	0.20 graue Mergel 0.18 knollige Schwammkalkbank 0.05 Mergel mit Schwämmen 0.05 grauer Kalk mit undeutlichen Schwammflecken und zerstreuten Oolithkörnern
	0.10 sandig-körniger Mergel mit Perisphincten 0.90 Schwammkalkbänke 0.80 Fucoidenmergel, z.T. in fossilreiche Schwammkalkbänke übergehend 0.55 Schwammkalkbank 0.25 graue plastische Mergel			
0.40 dunkelgraue sandige, tonige Mergel mit wenigen limonitisch umkrusteten Knollen	0.45 limonitische Knollen in dunkelgrauem eisenoolithischem Mergel	0.25 limonitisch überrindete knorrige Kalkknollen	0.40 gelbe limonitische Knollen in schwarzen Mergeln 0.05 knolliger Mergelkalk in schwarzen Mergeln	0.26 - 0.49 limonitisch überrindete Kalkknollen in schwach oolithischen schwarzen Mergeln mit <u>Cardioceras cordatum</u> usw. Ungleich tief ins Hangende hinabreichend
7.80 "Oxfordmergel": dunkelgraue feinglimmerige, oben mehr sandige, unten tonige Mergel mit zerstreuten oder schlierig verteilten Eisenoolithkörnern. Durchschnittlich alle 0.5 m eine Lage grauer Kalkknollen. Gegen unten reicher eisenoolithisch werdend 0.15 brauner, ziemlich feinoolithischer Mergel mit grauen bis braunroten eisenoolithischen Knollen 0.35 braunroter, gleichmässig feinoolithischer Mergel; unten festere Bank	0.80 harter, dunkelbraunroter Eisenoolith; oben eisenoolitharme Knollen 0.15 rotbrauner Eisenoolith 0.10 schiefriger rotbrauner Eisenoolith 0.13 olivbrauner kalkiger Mergel, wolkig eisenoolithisch 0.23 schwarze Mergel mit Eisenoolithwolken 0.08 fast eisenoolithfreier schwarzer Ton 0.75 eisenoolithische dunkle Mergel 0.45 schütter eisenoolithische dunkle Mergel, unten sandig fein	0.05 graue Mergel mit braunen Eisenoolithwolken 0.13 olivgraubraune eisenoolithische Kalkknollen in Eisenoolith 0.47 harter roter Eisenoolith 0.05 weicher roter Eisenoolith 0.15 olivgrauer leicht eisenoolithischer Kalk 0.20 graue Mergel mit Schlieren feinen Eisenooliths 0.35 oben weicher, unten fester rotbrauner feinkörniger Eisenoolith mit Belemniten	Omission	0.52 - 0.75 grauer bis olivbrauner rostfleckiger Mergelkalk, zerstreut fein eisenoolithisch. Viele Belemniten 0.18 olivgraue tonige Mergel, fein brauneisenoolithisch, unten linsenförmige Knollen
0.30 etwas plattig-schiefriger, blaubrauner, oxydiert rotbrauner, grobeisenoolithischer Kalk mit flachscheibenförmigen, limonitüberzogenen, höckerigen Knollen; Macrocephaliten 0.20 blaugrauer schiefriger, eisenoolithischer Kalk	0.45 grauer fester, feinspätiger Kalk mit einzelnen groben Eisenoolithkörnern 0.15 grauer, oben toniger Mergel, fast eisenoolithfrei 0.20 grauer grobkörniger, mergeliger Eisenoolith, Ooide abgeplattet 0.15 braunroter mergeliger Eisenoolith 0.10 braungelber mergeliger Eisenoolith	0.05 fast ooidfreier Mergel 0.35 olivgrauer grobbrauneisenoolithischer Kalk mit Mangandendriten und -klüftüberzügen 0.05 braune bis rote Mergel, leicht eisenoolithisch	0.10 sehr grobeisenoolithischer grauer Kalk mit scharf begrenzten limonitischen Flecken 0.10 eisenoolithische schwarze Mergel 0.15 grauer bis roter eisenoolithischer Kalk mit 0.5 - 2 cm grossen Knäueln von Eisenoolithkörnern	0.25 blaugrauer, oxydiert olivbrauner Mergel mit Linsen von grobem Eisenoolith 0.18 dunkelbraunroter groblinsenförmig eisenoolithischer Mergel mit <u>Perisphinctes funatus</u>
	0.10 fein eisenoolithischer Mergelkalk, fossilreich	0.30 feinspätiger olivgelber, leicht limonitischer Mergelkalk. Im Dach mit feineisenoolithischer Austernbank 0.25 olivgelber, leicht limonitischoolithischer Mergel 0.15 feinspätiger, leicht oolithischer Mergelkalk, braungrau; Fossilien z.T. mit Limonitrinde 0.35 braungrauer fein limonitischoolithischer Mergelkalk 0.10 braungelber Mergel	0.10 fein eisenoolithischer Mergelkalk, oben mit Austern	0.10 braungrauer Mergelkalk, fein eisenoolithisch, fossilreich (Bivalven) oben Austernbank

Im Tafeljura konnten aus Lesehaufen S Alp, N Anwil, bestimmt werden:

Macrocephalites (Pleurocephalites) uhligi LEMOINE

Macrocephalites (Indocephalites ?) pila NIKITIN

* Macrocephalites cf. verus BUCKM.

* Grossouvreia subbakeriae (D'ORB.) (?)

* Wagnericeras wagneri (OPPEL)

4. anceps- athleta- lamberti - Schichten

Dank ihrem ausbeutbaren Eisengehalt in Form von Eisenoolithen sind diese Schichten zusammen mit den grösstenteils auch eisenoolithischen unteren Oxfordianschichten besonders im östlichen Kartierungsgebiet sehr detailliert untersucht worden (vor allem AMSLER und JEANNET [1951]). Stratigraphisch exakte Resultate besitzen wir nur aus der Gegend von Herznach. Westlich davon fehlen stratigraphische Details und sind heute mangels Aufschlüssen nicht erfassbar.

In verdankenswerter Weise erlaubte mir Herr Prof. E. NIGGLI als Geschäftsleiter der Studiengesellschaft für die Nutzbarmachung schweizerischer Lagerstätten mineralischer Rohstoffe (im Text kurz Studiengesellschaft genannt), einen Einblick zu tun in die Manuskripte und Bohrprofile von A. AMSLER (durch FEHLMANN & RICKENBACH, 1962, zusammenfassend z. T. publiziert), der im Auftrage der Studiengesellschaft vor dem zweiten Weltkrieg den Eisenoolith von Herznach, Wölflinswil und Erlinsbach feldmässig und anhand zahlreicher Bohrungen und Schürfungen untersuchte.

Da heute Aufschlüsse dieser Schichten im östlichen Jura selten sind, erachte ich es als zweckdienlich, auf einige dieser Profile näher einzutreten und sie darzustellen (Profile 30 - 39, Tafel IV und Tabelle 3). Den Jurabergwerken AG in Herznach spreche ich meinen Dank aus für die Erlaubnis zur Durchsicht der Schürf- und Bohraufnahmen.

Ein Vergleich des bekannten und stratigraphisch genau eingeordneten Profils vom Bergwerk Herznach (A. JEANNET, 1951, p. 7) mit Profil 34, Tafel IV, Schürfung "Rietmatt" Nr. 18, E Wölflinswil (Aufnahme A. AMSLER) erlaubt eine lithologische Parallelisation.

Die Wahrscheinlichkeit, dass - wie in Herznach - auch in der Gegend von Wölflinswil die obersten Macrocephalusschichten in die Eisenoolithfazies einbezogen wurden, ist gross. Für den untersten Abschnitt der sogenannten "Zwischenschicht" (z.B. Profil 34, Schicht 2) muss die Frage offen bleiben, ob der oberste eisenoolithische Kalk der athleta- und lamberti-Schichten von Herznach gegen W vermergelt oder in den liegenden Oolith einbezogen wird. Ohne stratigraphische Beweise wird die Grenze zum Malm im Dach der "Zwischenschicht" gezogen, die wahrscheinlich der lamberti-Zone entsprechen dürfte.

Im Bergwerk von Herznach erreichen die anceps-Schichten 2.12 m, nach JEANNET (1951, p. 7) zweigeteilt durch eine 13 cm starke harte, oolithische Kalkbank mit Reineckeia anceps in eine

*) Bestimmt von Dr. F. WOLTERSDORF

ad Tafel IV

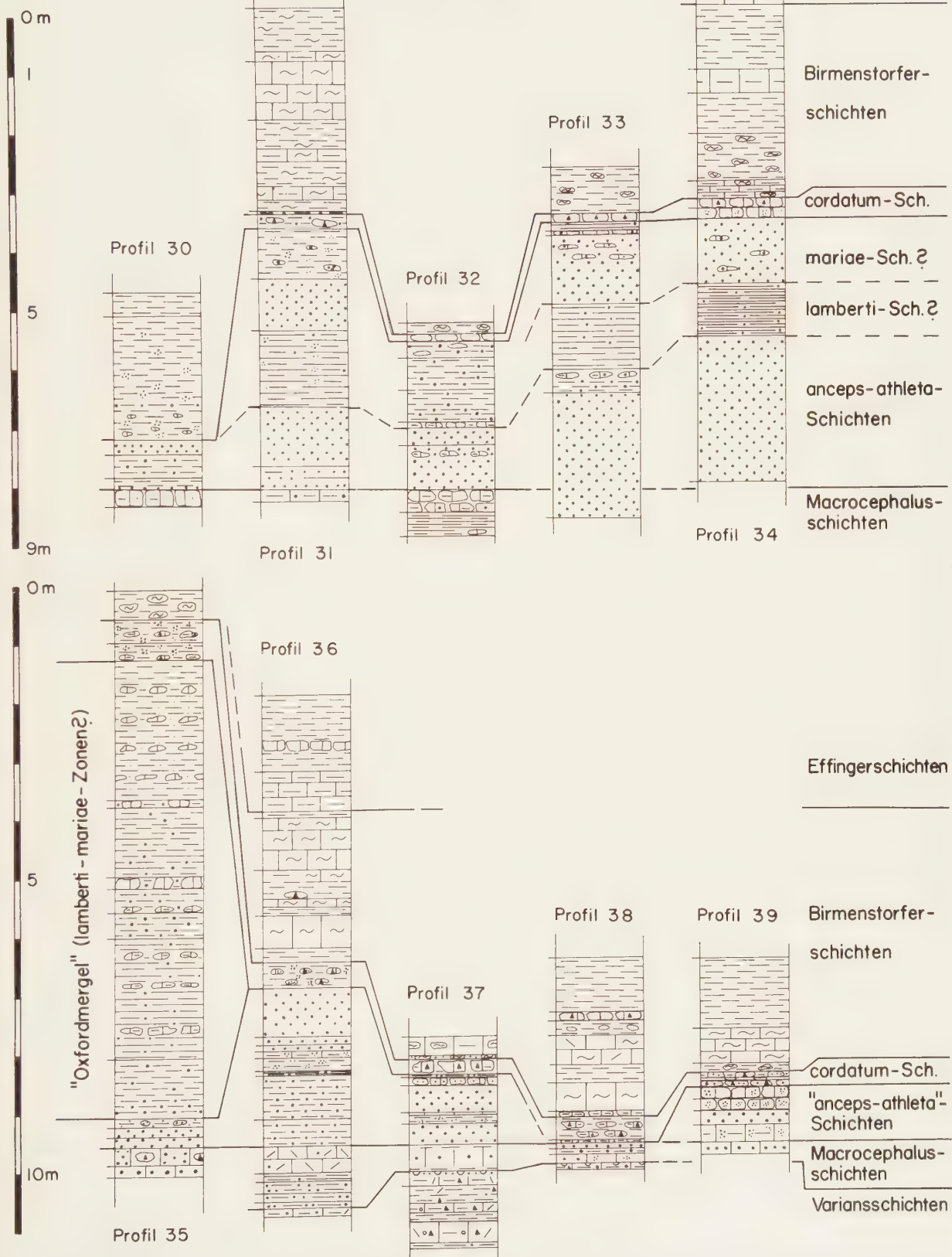
Profil Koord.

30	639 700/254 800	"untere Holden" NW Kienberg
31	640 650/256 860	"auf Gsteig" W Wölflinswil, Schfg. 23
32	642 325/258 100	"Gundestal" N Wölflinswil, Schfg. 17
33	642 510/256 570	"ob der Mühle" SE Wölflinswil, Schfg. 20
34	643 240/257 080	"Rietmatt" ENE Wölflinswil, Schfg. 18
35	640 100/251 400	"Rütacker" ENE Rohr, Schfg. 8
36	642 625/251 275	"Breitmis" NW Obererlinsbach, Schfg. 4
37	641 875/250 650	"Gugenmätteli" W Obererlinsbach, Schfg. 2
38	642 320/250 025	"im Stutz" WNW Nd'Erlinsbach, Schfg. 1
39	642 275/251 525	"Egg II" NNW Obererlinsbach, Schfg. 6

	Kalk im allgemeinen
	Schwammkalk
	Mergel
	Ton
	Eisenoolith
	knauerige Ausbildung
	sandig
	eisenoolithisch in Nestern
	spätig
	eisenschüssig

Tafel IV Detailprofile Dogger / Malm-Grenze

(nach Bohrprotokollen
von A. Amsler)



1.04 m mächtige graue oder dunkelbraune untere Erzbank und ein 0.95 m erreichendes, rotbraunes oder ziegelrotes oberes Erzlager mit *Erymnoceras* und *Collotia*. Zusammen mit den 0.47 m mächtigen eisenoolithischen Kalken der athleta- und lamberti-Schichten und dem 0.23 m messenden Eisenoolith der obersten Macrocephalusschichten ergibt sich in diesem Profil für den Callovian-Eisenoolith eine Gesamtmächtigkeit von 2.82 m.

Im Gebiet von Wölflinswil erreicht dieser Oolith eine Stärke von 1.80 - 2.75 m, wobei gegen W eine Mächtigkeitsabnahme festzustellen ist.

Die Schürfung NW Kienberg, Profil 30, zeigte eine total verkümmerte Eisenoolithfazies von nur noch 0.25 m typischem Eisenoolith.

Daten über die Entwicklung des oberen Callovian im Faltenjura lieferten ebenfalls Schürfungen der Studiengesellschaft in den Jahren 1920/21. Die Mächtigkeits- und Faziesschwankungen sind deutlich und relativ gross. Stellte ERNI (1941, p. 162) am Ostende des Dottenbergs ein völliges Fehlen der anceps- athleta-lamberti-Schichten fest, so zeigte eine Schürfung auf Rütacher, W Rohr, Profil 35, 7.80 m z.T. eisenoolithische Mergel und Mergel, die in ihrem oberen Teil jedoch den am Dottenberg ebenfalls fehlenden unteren Oxfordianschichten zugeordnet werden müssen.

Ueber die Entwicklung dieser Schichten orientieren Tabelle 3 und Profile 35-39, Tafel IV. Die Grenze zum hangenden Malm kann in Anlehnung an die lithologischen Verhältnisse im Fricktal im Dach einer mergeligen "Zwischenschicht" gezogen werden. Biostratigraphische Beweise fehlen. Unter dieser "Zwischenschicht" (lamberti-Zone?) wurden in der Schürfung Breitmis, Profil 36, die anceps- athleta-Schichten in einer Mächtigkeit von 1.20 m angetroffen, während weiter S, Schürfung "Gugenmätteli", Profil 37, nur noch 0.35 m Eisenoolith unter der "Zwischenschicht" (Schicht 5) freigelegt wurde und sich in Schürfung 7, "Eiholz" an der Südflanke der Egg, Koord. 642 850/251 775, (Tabelle 3), die 0.18 m mächtige "Zwischenschicht" als eisenoolithischer Mergel direkt über dem Eisenoolith der Macrocephalusschichten zeigte.

III M A L M

Im Untersuchungsgebiet finden sich nur Schichten des Oxfordian. Darüber folgt eine grosse Schichtlücke, die im Tafeljura bis in die Effingerschichten hinabgreift. R. GYGI wird den Malm des Ostjura regional behandeln. Als Ergänzung zu den wenigen Aufschlüssen in meinem Terrain wurden von ihm zwei seiner Profile (Profil 40' und 43) übernommen und auf Tafel V dargestellt.

Unterteilung:

Formationen nach R. GYGI

Badenerschichten	Kimmeridgian	
Letzischichten	} Oberes Oxfordian	} Villiger-Formation
Wangenerschichten		
Crenularisschichten		
Geissbergschichten		} Wildegger-Formation
Effingerschichten		
Birmenstorferschichten		
cordatum-Schichten	} Unterer Oxfordian	
mariae-Schichten		

1. mariae- und cordatum-Schichten

Betrachten wir zuerst die Entwicklung der unteren Oxfordianschichten im Tafeljura, so zeichnet sich in E-W-Richtung eine deutliche Faziesdifferenzierung ab (vgl. Profile 30-34, Taf. IV). Während im Profil von Herznach die Schichtfolge mit Ammoniten datiert werden konnte (JEANNET, 1951), müssen die Profile im W davon lithologisch korreliert werden, da hier die Fossilien während der Schürfungsperiode nicht systematisch aufgesammelt wurden.

Ca. 2 km W Herznach beginnt sich, über einer meist mergeligen, z.T. leicht eisenoolithischen, eventuell der lamberti-Zone zuzuordnenden Zwischenschicht, ein zweites, über dem Herznacher Eisenoolith gelegenes, vermutlich ungefähr der mariae-Zone entsprechendes Flöz zu entwickeln.

Dieses sogenannte Wölflinswilerflöz erreicht W Wölflinswil bis 2.15 m, vermergelt dann aber gegen SW schnell und ist in der Gegend von Kienberg, Profil 30, mit nur noch 25 cm dunkelrotem, mergeligem Eisenoolith angedeutet. Analog zur Entwicklung dieses Flözes verhält sich auch die

Stärke der sogenannten "Zwischenschicht", die um Wölflinswil bis zu 2.1 m mächtig wird und weiter gegen SW den Eisenoolith zu ersetzen beginnt. Im Gegensatz zu dieser vagen lithologischen Einteilung kann im obersten Abschnitt der unteren Oxfordianschichten die *cordatum*-Zone biostratigraphisch belegt werden, weil an verschiedenen Lokalitäten der Leitammonit *Cardioceras cordatum* (SOW.) gefunden wurde. Typisch für diese Zone sind 0.10 – 0.35 m ockerfarbene, meist leicht eisenoolithische, mehr oder weniger stark limonitisch berindete bis überkrustete Kalk- oder Mergelkalkknollen, meist mit grauen, z.T. eisenooide führenden, olivgrau, ziegelrot und ockergelb gefleckten Kalken und Mergeln. Oft finden sich auch mm-grosse Limonitknöllchen mit z.T. kalkigem Kern.

Wie weit die *cordatum*-Zone einem Aufbereitungshorizont entspricht, konnte anhand der korrodierten, limonitisch umkrusteten, unbestimmbaren Fossilien nicht entschieden werden.

ERNI (1941, p. 162) beschreibt vom E-Ende des Dottenbergs als *cordatum*-Zone unten 20 cm Mergel mit *Cardioceras cordatum* (SOW.) und *Christolia christoli* BEAUD mit limonitisch umkrusteten Geröllen, oben 15 cm eisenoolithische Mergelkalke; er konstatiert das Fehlen der *lamberti*- und *mariae*-Zonen, die weiter im E, im Gebiete von Erlinsbach, wieder fossilbelegt sind.

Wie oben bemerkt, können im Schürfprofil vom Rütacher E Rohr, Profil 35, die 7.8 m z.T. eisenoolithischen Mergel mit Kalkknauern biostratigraphisch nicht gegliedert werden. Sie werden als "Oxfordmergel" im Sinne ROLLIERs bezeichnet. AMSLER signalisiert den Fund eines *Lamberticeras lamberti* (Fundhorizont Schicht 9 ?). Mit Sicherheit lässt sich aus dem vorhandenen Profil einzig aussagen, dass zwischen den *anceps*- *athleta*-Schichten und der wahrscheinlichen *cordatum*-Zone – hier ausgebildet als 0.70 m dunkelgraue sandige Mergel mit oben zahlreichen Stielgliedern von *Balanocrinus*, verstreut auftretenden Limonitknöllchen und einzelnen Eisenooideen in Nestern – eine atypische, relativ mächtige Mergelserie vorhanden ist, die keine Aufgliederung in *lamberti*- und *mariae*-Zone erlaubt. In den übrigen Schürfungen, vor allem in den Profilen 36 und 37, lässt sich, wie dies schon im Gebiete Herznach – Wölflinswil der Fall war, eine Zweiteilung des Eisenoolithkomplexes erkennen, wobei in analoger Weise die oberen Eisenoolithschichten der *mariae*-Zone entsprechen könnten.

Gegen E und SE werden die *lamberti*- und *mariae*-Schichten stark reduziert. Die *cordatum*-Zone, mit einer Stärke zwischen 0.25 und 0.70 m, scheint durchzuziehen. Auch hier handelt es sich um ockergelbe, mergelige, schwach eisenoolithische Kalke mit limonitisch überkrusteten Knollen.

2. Birmenstorferschichten

Als eigentliches Dach des Eisenoolithkomplexes wurde im Zusammenhang mit der Erzprospektion auch diese Wechsellagerung von Mergeln und Kalken, besonders deren Basis, häufig erschürft.

Lokal zeigen die Birmenstorferschichten im untersuchten Tafeljura basal bis zu 30 cm mächtige, rote Mergel, die bereits Schwammknollen führen können, ihre Färbung aber durch aufgearbeitetes Erzmaterial erhielten. Normalerweise bilden 0.6 – 1.5 m glaukonitführende Mergel mit Schwammknöllchen die Basis, gefolgt von wechselnd ausgebildeten Schichten von fleckigen, glaukonitführenden Schwammkalkbänken oder grauweissen Kalkbänken, wechsellagernd mit grauen Mergeln. Die Grenze zu den hangenden Effingerschichten ist meist nicht deutlich ausgebildet und wird unter den ersten nicht schwammführenden Kalk- bis Mergelkalkbänken gezogen.

Die Mächtigkeit bewegt sich um 3.5 m und dürfte 4 m kaum erreichen. Die Stärke scheint gegen E zuzunehmen, analog den Verhältnissen im Faltenjura, wo im Staffelegggebiet bis 6.65 m beobachtet werden (MERKI, 1958, p. 110), während südlich der Rebenflue und des Gugen die Birmenstorferschichten aus 2.5 – 3.5 m Schwammkalken und schwammführenden Mergeln bestehen. An der Basis liegen auch hier bis 30 cm starke, glaukonithaltige und Schwammknöllchen führende, graugrünliche Mergel, überlagert von einer aus zwei bis drei Schwammkalkbänken bestehenden, 0.5 – 0.9 m mächtigen Serie. Den Abschluss bilden dunkelgraue Mergel mit "Nulliporen"-Nestern, deren Zuordnung zu den Birmenstorferschichten jedoch fraglich ist. Vgl. dazu Profile 31, 32, 33, 36, 38, und 39, Taf. IV.

An Fossilien wurden im Aufschluss Schellenbrücke an der Staffeleggstrasse, Koord. 646 450/252 850 gesammelt:

Perisphinctes (*Dichotomosphinctes*) *stenocycloides* (SIEMIRADZKI)

Perisphinctes (*Dichotomosphinctes*) sp. = *P. orbignyi* (RONCHADZE)

Perisphinctes (*Dichotomosphinctes*) *falcula* (RONCHADZE)

Perisphinctes (Properisphinctes?) birmensdorfensis (MOESCH) (in Belegsammlung R.GYGI)
Lissoceratoides erato D'ORBIGNY
Taramelliceras dentostriatum (OPPEL)
Taramelliceras callicerum (OPPEL)
Glochiceras subclausum (OPPEL)
Trimarginites sp.
Ochetoceras sp.
Lamellaptychus
 Pectiniden
Lacunosella sp.
Aulacothyris sp.
Balanocrinus
 diverse Schwämme

Bestimmung der Ammoniten durch R. GYGI.

Von einem kleinen, nur oberflächlichen Anriss N Stüsslingen bei Alpeli, Koord. 640 175 / 249 875 stammen ferner:

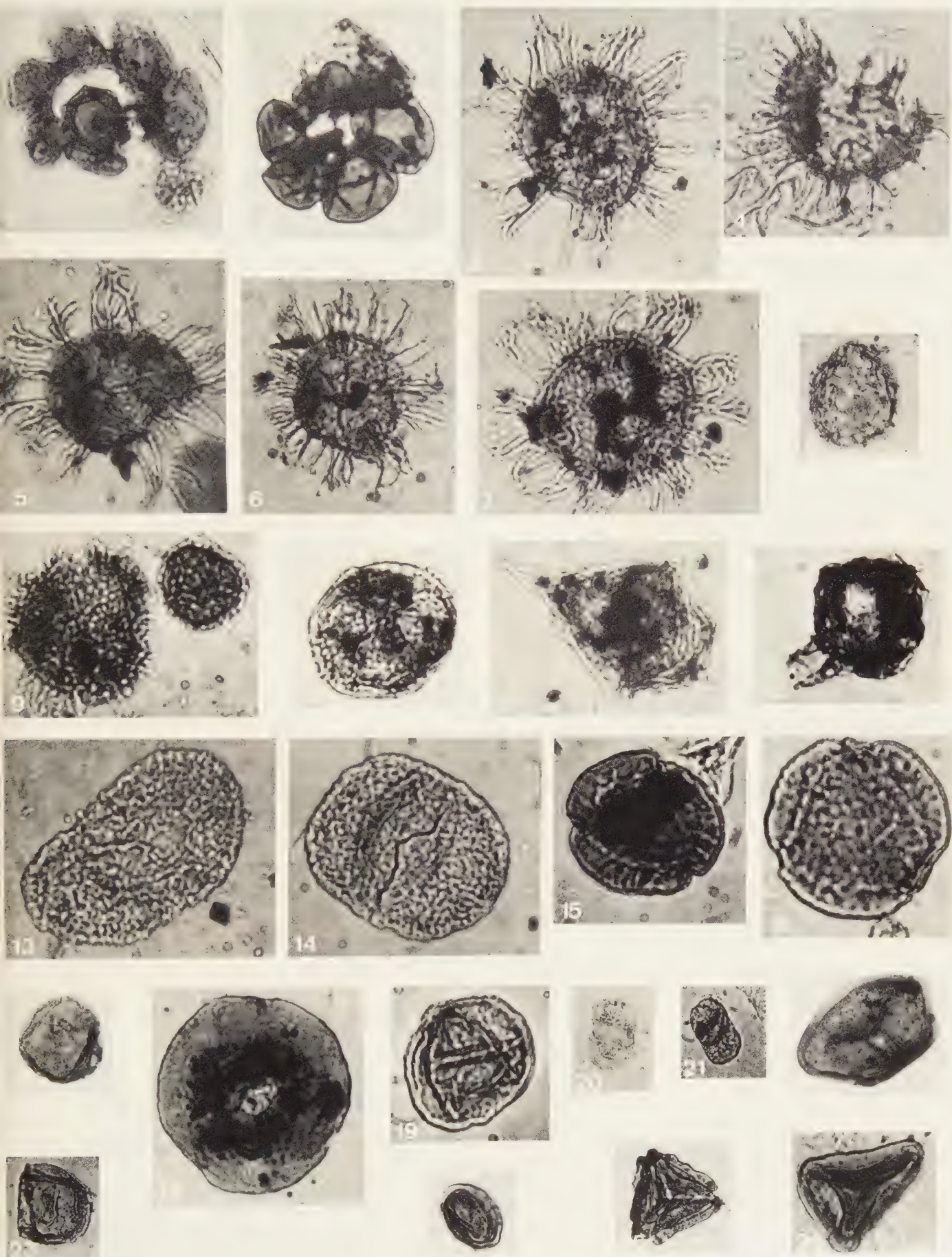
Trimarginites trimarginatus (OPPEL)
Ochetoceras raixense FRAD.
Ochetoceras canaliculatum (V. BUCH)
Gervilleia sp.

3. Effingerschichten

In grösserer Mächtigkeit finden sich die sonst im Tafeljura nur noch rudimentär vorhandenen grauen bis graublauen, tonigen bis kalkigen Mergel mit eingeschaltetem Kalk- und Mergelkalkbänken nur noch im tektonisch tiefer gelegten und daher der postoligozän-prähelvetischen Erosion entzogenen Wölflinswiler Grabenteil. Hier wurden in Bohrung 212, Koord. 642 230/256 050, 127 m

Fototafel: Mikroorganismen der Effingerschichten. SE Stüsslingen, Koord. 640 580 / 248 520; Vergrösserung 500 x.

- 1 Mikroforaminifere (Fragment)
- 2 Mikroforaminifere (Fragment)
- 3 Baltisphaeridium vestitum (DEFLANDRE 1938) SARJEANT 1960
- 4 Baltisphaeridium sp. (Fragment)
- 5 Cannosphaeropsis sp.
- 6 Cannosphaeropsis caulleryi (DEFLANDRE 1938) DEFLANDRE 1947
- 7 Cannosphaeropsis caulleryi (DEFLANDRE 1938) DEFLANDRE 1947
- 8 Mikroplankton
- 9 Gonyaulax cladophora DEFLANDRE 1938
- 10 Gonyaulax sp.
- 11 Gonyaulax jurassica DEFLANDRE 1938
- 12 Gonyaulax eisenacki DEFLANDRE 1938 var. oligodentata COOKSON & EISENACK 1958
- 13 ? Alisporites thomasii (COOPER 1956) POCKOCK 1962
- 14 Alisporites thomasii (COOPER 1956) POCKOCK 1962
- 15 Applanopsis trilobatus (BALME 1957) GOUBIN, TAUGOURDEAU & BALME 1965
- 16 Applanopsis trilobatus (BALME 1957) GOUBIN, TAUGOURDEAU & BALME 1965
- 17 Applanopsis dampieri (BALME 1957) GOUBIN, TAUGOURDEAU & BALME 1965
- 18 Araucariacites australis COOKSON 1947
- 19 Araucariacites sp.
- 20 Vitreisporites pallidus (REISSINGER 1938) NILSSON 1958
- 21 Vitreisporites pallidus (REISSINGER 1938) NILSSON 1958
- 22 Matonisporites sp.
- 23 Classopollis sp.
- 24 Classopollis cf. classoides PFLUG 1953 emend POCKOCK & JANSONIUS 1961
- 25 Cicatricosisporites sp.
- 26 Toroisporis sp.



obere Oxfordianschichten, das heisst also ca. 123 m Effingerschichten unter 10 m lokalen Tal-schottern erbohrt.

In der Aaretalsynklinale des Faltenjura dürften die Effingerschichten rund 200 m mächtig sein. Eine detaillierte Gliederung ist mit den heutigen Aufschlussverhältnissen nicht durchführbar. Einzig die alte, früher zur Zementherstellung ausgebeutete Grube E Erlinsbach, Koord. 643 250 / 250 000, zeigt den untersten Abschnitt der Effingerschichten: über ca. 25 m basalen, grauen, sporadisch pyritführenden, tonigen Mergeln mit einzelnen härteren Mergelkalkbändern liegt eine 4.5 m mächtige Schichtserie von scharf gebankten, kubisch zerfallenden Kalken und Mergelkalken mit Mergelzwischenlagen und einzelnen Pyritkonkretionen.

Ungefähr in den mittleren Teil der Effingerschichten dürfte ein kleiner Wegaufschluss SE Stüsslingen, Koord. 640 580/248 520, einzureihen sein. An Makrofossilien wurden gefunden:

Inoceramus

Astarte

Nucula

Posidonia

Nerinea

Eine Pollenprobe erwies sich als äusserst fündig. Herr Dr. M. E. MILLIOUD übernahm die Bestimmung der Mikroorganismen. Es sei ihm an dieser Stelle nochmals bestens gedankt.

Alisporites thomasii (COUPER 1958) POCOCK 1962

Alisporites cf. thomasii (COUPER 1958) POCOCK 1962

Applanopsis dampieri (BALME 1957) GOUBIN, TAUGOURDEAU & BALME 1965

Applanopsis segmentatus (BALME 1957)

Applanopsis trilobatus (BALME 1957) GOUBIN, TAUGOURDEAU & BALME 1965

Araucariacites sp.

Araucariacites australis COOKSON 1947

Cicatricosisporites sp.

Classopollis cf. classoides PFLUG 1953 emend. POCOCK & JANSONIUS 1961

Classopollis sp.

Dissaccate folded indet.

Lycopodiumsporites sp.

Matonisporites sp.

Psilate spore indet.

Toroisporis sp.

Vitreisporites pallidus (REISSINGER 1938) NILSSON 1958

Baltisphaeridium vestitum (DEFLANDRE 1938) SARJEANT 1960

Cannosphaeropsis sp.

Cannosphaeropsis caulleryi (DEFLANDRE 1938) DEFLANDRE 1947

Dinoflagellate indet.

Gonyaulax sp.

Gonyaulax cladophora DEFLANDRE 1938

Gonyaulax eisenacki DEFLANDRE 1938 var. oligodentata COOKSON & EISENACK 1958

Gonyaulax jurassica DEFLANDRE 1938

Microforaminifera indet.

Microplancton indet.

Myrhystridium

(vgl. dazu Fototafel).

4. Geissbergsschichten

Der obere Teil der Geissbergsschichten und die Villiger-Formation ("Sequankalke") bilden Wände und bieten an den Flanken der Aaretalsynklinale relativ gute Aufschlüsse.

Da der Uebergang von den liegenden Effingerschichten zu den Geissbergsschichten gleitend ist, wird eine scharfe Abgrenzung und damit eine genaue Mächtigkeitsangabe schwierig.

Im Steinbruch NE Rombach, Koord. 646 525/251 000, zeigt sich unten eine ca. 9 m mächtige Wechsellagerung von gelben bis bräunlichbeigen, oft gepunkteten bis geflammtten, bis 70 cm starken Kalkbänken und gelben bis grünlichgrauen, z. T. glaukonitischen Mergellagen mit Pholadomyen. Im Felde beobachtbar ist jedoch meist nur der darüberfolgende resistente Abschnitt von graugelb-

lichen bis braungelben, z.T. ockergefleckten, dichten bis körnigen Kalken mit einzelnen Mergelzwischenlagen. Die Mächtigkeit schwankt von ca. 18 m im E bis 15 m im W des Kartierungsgebietes.

Profil 42, N Fabrik Fuchs, Niedergösgen (Aufnahme mit R.GYGI), Koord. 641 640/247 050

11. 0.60 m feinkörniger, hellockerfarbener Kalk, stark spätig, mit Echinodermentrümmern und Glaukonit; rau, leicht knollig anwitternd.
10. 0.25 m feinkörniger, mergeliger Kalk, beige, leicht schiefzig, wenig Glaukonit, mit organischem Detritus; Seeigelstacheln und Austern.
9. 0.15 m gelblichweisse, knollige Mergel bis Mergelkalke.
8. 0.75 m feinkörniger, hellbeiger Kalk mit organischem Detritus.
7. 0.10 m hellbeige, knollige Mergel.
6. 1.20 m feinkörniger, gelblichweisser, feinspätiger Kalk.
5. 0.10 m mittelkörnige, ockerfarbige, knollige Mergelkalke, reich an organischem Detritus.
4. 3.05 m sehr feinkörniger, hellbeiger, massiger Kalk. An der Basis verkieselte Serpeln und Pholadomya paucicosta RÖMER.
3. 2.20 m mittelkörniger, ockerfarbiger, kompakter Kalk.
2. 0.90 m sehr feinkörniger, hellockerfarbener, kompakter Kalk mit feinem Detritus.
1. 0.80 m feinkörniger, hellockerfarbiger, ockergefleckter Kalk.

Schichten 5-11: Crenularisschichten

Schichten 1-4: Geissbergsschichten

Fossilführung: um Niedergösgen wurden aus den Geissbergsschichten gesammelt:

Pholadomya paucicosta RÖMER

Goniomya constricta AGASSIZ

Trigonia meriani AGASSIZ

Gervilleia sp.

Phasianella striata (SOW.)

Hibolites hastatus (BLAINVILLE)

Holotypus sp.

Profil 41a, NW Steg Bach, NE Obergösgen, Koord. 639 125/246 675

7. 0.90 m dichter bis körniger, leicht spätiger Kalk mit Korallen und Lima.
6. 0.50 m z.T. mergeliger Kalk mit koralligenen schwartigen Lagen bis zu 4 cm; schrattig anwitternd.
5. 1.00 m limonitisch verfärbter, löcherig anwitternder, dichter bis körniger, z.T. leicht glaukonitischer Kalk; fossilführend. Unterseite stark gewellt mit Frassspuren. Einzelkorallen, Brachiopoden, kleine Austern, Lima, Aequipecten aequivalvis (SOW.), Pleuromya recurva AGASSIZ, Mytilus cf. ledonicus LORIO, Chlamys prisca (SCHLOTH.).
4. 0.30-0.40 m stark mergeliger Kalk mit knauerartig eingelagerten Kalkbänkchen.
3. 0.45 m beige, limonitisch stark verfärbter, leicht spätiger Kalk.
An der Basis bis 5 cm starke Mergelfuge.
2. 1.25 m massiger Kalk, fein- bis mittelkörnig, unten relativ grobkörnig. Myoconcha cf. gigantea MOESCH. Unten Mergelfuge.
1. 0.50 m dichter, hellbeiger bis beige, leicht spätiger Kalk. Oben massenhaft Fossilien:
Cardium intextum MÜNSTER
Entolium vitreum (RÖMER)
Pholadomya canaliculata RÖMER
Pinna ledonica LORIO
Trigonia sp.
Ostrea caprina MERIAN
Ostrea sp. (bis 15 cm grosse Stücke)
Goniomya litterata SOW.
Lopha sp.
Gryphaea dilatata SOW.
Anisocardia sp.

Isocardia sp.
Ismenia subtrigonella (ETALLON)

Schichten 3-7: Crenularisschichten
Schichten 1-2: Geissbergschichten

5. Crenularisschichten

Sie zeigen im weiteren Untersuchungsgebiet eine recht unterschiedliche lithologische Ausbildung und erreichen eine Mächtigkeit von 2.80 m (Profil 43) bis 3.85 m (Profil 41). Es handelt sich meistens um dichte bis körnige, hellbeige bis graubeige Kalke und Mergelkalke, knollig bis splittig anwitternd. Typisch ist der grosse Gehalt an organischem Detritus. Meist sind die Crenularisschichten glaukonitführend und enthalten oft Korallen.

Profil 41, am Steg Bach, NE Obergösgen, Koord. 639 325/246 450

- | | | |
|-----|--------|---|
| 11. | 1.00 m | unten mehr oder weniger grobkörniger, braunbeiger, gegen oben feinkörnig werdender, hellbeiger Kalk. |
| 10. | 3.60 m | relativ massiger, meist grobkörniger, mit Korallenschwarten durchzogener Kalk. <u>Pleuromya varians</u> AGASSIZ. |
| 9. | 0.40 m | dünn gebankte Serie von hellbeigem, dichtem Kalk mit mergeligen Zwischenlagen. |
| 8. | 0.75 m | hell- bis braunbeiger, meist körniger, leicht spätiger Kalk, z.T. mit schön ausgebildeten Einzelkorallen. |
| 7. | 0.90 m | undeutlich gebankter, massiger, dichter bis feinkörniger, hellbeiger Kalk, besonders unten stark glaukonitisch. Auffallend sind in der Anwitterung die häufigen bis 25 cm grossen Löcher. Korallen besonders im oberen Abschnitt. |
| 6. | 1.20 m | zwei Bänke zu 60 cm von lagig anwitterndem, korallenführendem, leicht glaukonitischem Kalk, z.T. spätig mit Seeigelstacheln, lagenweise mergelig. |
| 5. | 0.85 m | körniger, massiger, leicht spätiger, beiger Kalk. Stark gewellte Unterfläche. Austern, Seeigelstacheln, <u>Lima</u> . |
| 4. | 0.37 m | stark mergelige, blättrig anwitternde Serie mit einzelnen knauerig eingeordneten, fein- bis grobkörnigen, spätigen Kalklagen. Zwischenlagen oft limonitisch. Einzelne Muscheln, besonders Austern. |
| 3. | 0.53 m | grobkörniger, beiger Kalk; in der Mitte feinkörnig und limonitisch braun verfärbt; oben und unten fossil- und fossiltrümmerreich:
<u>Arca</u> cf. <u>ensoriensis</u> COTTEAU
<u>Aequipecten aequivalvis</u> (SOW.) |
| 2. | 0.47 m | feinkörniger bis dichter, hellbeiger Kalk, lokal leicht feinspätig.
<u>Modiola</u> sp.
<u>Goniomya litterata</u> SOW.
<u>Anisocardia globosa</u> RÖMER
<u>Trigonia</u> sp.
<u>Phasianella striata</u> (SOW.) |
| 1. | 0.70 m | feinkörniger, hellbeiger, leicht feinspätiger Kalk. |

Schichten 8-11: Wangenerschichten
Schichten 3-7: Crenularisschichten, total 3.85 m
Schichten 1-2: Geissbergschichten

6. Wangenerschichten

Sie bilden im engeren Untersuchungsgebiet die oberste jurassische Schichtserie und sind nirgends in ihrer Gesamtmächtigkeit erfassbar. Zur Veranschaulichung der Entwicklung des Malm der Umgebung werden deshalb zwei von R. GYGI aufgenommene Profile zuhulfe genommen (Profile 40 und 43, Taf. V).

Eine ungefähre Linie Starrkirch - Müldorf - Niedergösgen zeigt den Verlauf einer Faziesänderung der Wangener- und teilweise der Letzischichten von argovischer Fazies im SE zu keltischer Ausbildung im NW. Ueber die Entwicklung und regionalen Zusammenhänge vgl. GYGI (in Vorbereitung).

Tafel V Detailprofile Malm

Legende

- Kalk im allgem.
- Mergelkalk
- Mergel
- spätig
- Schalentrümmer
- Drusen
- Korallen
- Kalkalgenknollen
- Glaukonit
- eisenschüssig

Profil 41
Stegbach
Koord.: 639 325/
246 450

Profil 42
Niedergösgen
Koord.: 641 640/
247 050

Profil 43
E Schönenwerd
Aufnahme R. GYGI
Koord.: 643 700/
247 650

Profil 40
Brücke Winznau-Olten
Aufnahme R. GYGI
Koord.: 636 500 /
246 500



a. Argovische Fazies

Profil 43, Halden, E Schönenwerd (Aufnahme R. GYGI), Koord. 643 700/247 650

Generelle Beschreibung:

6. 9.00 m Badenerschichten (Schichten 41-47): fein- bis mittelkörniger, graubeiger bis gelblichbrauner, durch Glaukonitgehalt z. T. grünlichgrauer Kalk und Mergelkalk, oft knollig anwitternd; oben mit Mumien.
5. 20.50 m Letzischichten (Schichten 15-40): dichter bis sehr feinkörniger, grauweisser bis braunbeiger Kalk mit einzelnen Mergellagen; z. T. hellocker gewolkt, z. T. mit organischem Detritus.
4. 0.40 m Knollenschicht (Schicht 14): sehr feinkörniger, gelblicher Kalk, fossilreich, reich an organischem Detritus, wenig Glaukonit.
3. 3.65 m Wangenerschichten s. s. (Schichten 8-13): dichter bis feinkörniger, graubeiger bis hellockerfarbener Kalk mit einer Mergellage. Kalk mit feinem organischem Detritus; oberste Bank (Schicht 13) mit Brachiopodenpflaster an der Basis.
2. 2.80 m Crenularisschichten (Schichten 5-7): fein- bis mittelkörniger, graubeiger Kalk mit meist wolkigem Glaukonit.
1. 5.00 m Geissbergschichten (Schichten 1-4): sehr fein- bis mittelkörnige, hellgraubeige bis ockerfarbene Kalke, z. T. mit feinem organischem Detritus, splittrig anwitternd.

Die von MOESCH eingeführten Schichtbezeichnungen lassen sich hier, in der argovischen Fazies, gut verwenden, und die lithologischen Einheiten können klar abgegrenzt werden.

b. Keltische Fazies

In diesem Bereich ist ein Auseinanderhalten der einzelnen Schichten kaum mehr möglich, da ein grosser Komplex über den Geissbergschichten z. T. durch Korallenkalke ersetzt wird. Meist ist eine vage Abtrennung der Crenularisschichten anhand der Glaukonitführung oder der lithologischen Ausbildung vom Hangenden möglich (vgl. Profile 40 und 41, Taf. V).

In Profil 41, am Steg Bach, liegen über den hier 3.85 m mächtigen Crenularisschichten 4.75 m korallenführende Kalke der Wangenerschichten, gefolgt von ca. 1.0 m fein- bis grobkörnigem, beigem Kalk (Schicht 11, Letzischichten?).

Als lokales Typusprofil der keltischen Fazies kann der folgende Aufschluss gelten:

Profil 40, Brücke Winznau - Olten (Aufnahme R. GYGI), Koord. 643 700/247 650

Generelle Beschreibung:

4. 7.00 m obere Letzischichten (Schicht 11): feinkörniger bis dichter, hellbeiger Kalk.
3. 21.50 m Korallenkalk (Schicht 10): mittelkörnige, gelblichweisse, koralligene, massige Kalke mit Korallenfladen und -schwarten. 13 m über der Basis 50 cm mächtiges oolithisches Biokalkarenitband.
2. 3.50 m Crenularisschichten (Schichten 6-9): feinkörniger bis dichter, hellbeiger Kalk, knollig bis splittrig anwitternd, reich an organischem Detritus, im oberen Teil einzelne Korallen.
1. 5.00 m Geissbergschichten (Schichten 1-5).

Der Korallenkalk dieses Profils umfasst die Wangener-, Knollen- und wahrscheinlich mindestens die untere Hälfte der Letzischichten.

Die von GOLDSCHMID (1965, p. 57) für die Crenularisschichten gemachte Mächtigkeitsangabe von 30-35 m ist daher unrichtig und muss dahin korrigiert werden, dass im Westen des Kartierungsgebietes zwar die koralligene Fazies des oberen Oxfordian eine solch grosse Stärke aufweisen kann, diese Fazies aber nicht nur die Crenularisschichten, sondern, je nach Lokalität, auch Schichtglieder der hangenden Folge bis in die Letzischichten hinauf einschliessen kann.

Fig. 6
oberer Teil eines Korallenstockes
aus der unteren Villiger-Forma-
tion, Steg Bach NE Obergösgen.



TERTIÄR

I EOZÄN

In Taschen, Klüften und Spalten treten auf der Südabdachung des Faltenjura als Bohnerzformation zusammengefasste terrestrische Bolustone und Bohnerze auf.

Nur höchst selten sind sie, leicht erkenntlich an ihrer brandroten Farbe, in natürlichen Aufschlüssen beobachtbar, sondern werden meist nur durch künstliche Blosslegung der Felsoberfläche erschlossen.

Die schönsten Aufschlüsse wurden beim Bau des Kanals für das Kraftwerk Olten - Gösgen 1913 - 1917 dort freigelegt, wo die Kanalsole in der Villiger-Formation verläuft und häufig Taschenfüllungen des Eozän angetroffen wurden, besonders zahlreich in der Gegend gerade östlich der Querung des Steg Baches.

Wie tief solche Schlote reichen können, zeigte eine Bohrung im Jahre 1963 beim Gebäude von Oscar Weber in Aarau, Koord. 645 760/249 340, wo sowohl von 7.5 - 9.2 m ab Terrainkote ocker-gelber "Mergel" als auch von 26.0 - 27.0 m blaugrüne "Mergel" als Bolustaschen im Malm durchteuft wurden. Der Boluston kann zahlreiche Farbvariationen - von Gelb über Rot, Braun, Blaugrau bis Grün - aufweisen; er führt häufig Quarzkörnchen und oft bis cm-grosse Bohnerzkörner aller möglicher Formen, die sich beim Zerschlagen z.T. nur als limonitisch mehr oder weniger stark umkrustete Kalkgeröllchen oder gerollte Fossiltrümmer aus dem umliegenden Malm erweisen.

An der Oberfläche als Trichter sichtbare Vertiefungen - z.B. auf dem sich von der Aareniederung als Plateau abhebenden Gebiet des Buerwalds - interpretierte MÜHLBERG (1908, p.34) als Folge der nachträglichen Auswaschung von Bohnerztaschen. Dass auf dieser Ebene ausgedehnte eozäne Ablagerungen liegen, zeigt auch ein heute verlassener Steinbruch E des Steg Baches, NE Obergösgen, Koord. 639 125/246 675 (Lokalität von Profil 41 a, p.73), von wo aus den heute meist ausgeräumten Spalten eine reiche Fauna beschrieben wurde.

Eine ebenso artenreiche Fauna lieferte das Eozän zwischen Obergösgen und Müldorf am Steg Bach vor seiner Einmündung in den Kanal, Koord. 639 300/246 475, und bei der früheren Pumpstation des Wasserwerkes Gösgen. Ferner wird als Fundort die Gegend des heutigen Turbinenhauses des E.W. Olten - Gösgen genannt. Nach der Durchsicht der Akten aus der Projektierungszeit des Kraftwerkes stellt sich als grosse Wahrscheinlichkeit heraus, dass es sich bei dieser Stelle um die Gegend der Steg Bach-Mündung, Koord. 639 450/246 400 handeln muss, wo bei km 3.5 des Kanals die Blosslegung der Villiger-Formation auf einer Strecke von 50 - 100 m zahlreiche eozäne Karstfüllungen zutage brachte.

Faunenbeschreibungen finden sich bei H. v. MEYER (1846), RÜTIMEYER (1862), C. MOESCH (1867), H.G. STEHLIN (1910, 1903 - 1916) und E. THENIUS (1959). Die Faunen befinden sich am Paläont. Inst. Zürich und am Naturhistorischen Museum in Aarau.

Stratigraphische Tabellen in STEHLIN (1910) und THENIUS (1959) weisen der Fauna des Eozän dieses Gebietes eindeutig oberes Ludian-Alter zu, im Gegensatz zu den Eozänvorkommen bei

Egerkingen, wo Lutetian-Alter nachgewiesen wurde. Im Untersuchungsgebiet selbst konnten siderolithische Bildungen nur im Faltenjura beobachtet werden.

Wirtschaftliche Bedeutung besaßen die früher ausgebeuteten, bis 9 m mächtigen eozänen Ablagerungen auf dem Hungerberg bei Aarau.

II OLIGOZÄN (inkl. Aquitanian)

In einer regionalen Arbeit wurde das Tertiär des Basler Tafeljura und der im E anschließenden Gebiete bis zum Wölflinswilertal von F. STUMM (1964) bearbeitet.

Oligozän tritt im Untersuchungsgebiet nicht auf. Erst in der weiteren Umgebung finden wir die z.T. oligozäne untere Süßwassermolasse, beschränkt auf die südlichsten Juraketten. Am Hungerberg und im Engelberggebiet südlich der Aare tritt die untere Süßwassermolasse (Aquitanian?) als eine Wechsellagerung von gelbbraunen, grünlichgrauen bis violetten Mergeln und grünlichgelben bis grauen Sandsteinen auf. Die Sandsteinbänke, relativ leicht zerfallend, zeigen in der Anwitterung meist ein typisches, knaueriges Bild. Beim Bau des Gönertstollens ("Gönhard") 1964/65 erwiesen sich diese Sandsteinschichten, wie schon beim Bau des alten Gönhardstollens 1858, als relativ stark Oel führend, und es konnten durch Oelabscheider ca. 2000 Liter Oel abgesondert werden (vgl. W. RÜETSCHI, 1966, p. 169).

Im Tafeljura des Untersuchungsgebietes fehlen oligozäne Sedimente. Die tertiäre Schichtfolge setzt hier erst im Miozän ein.

III MIOZÄN

A HELVETIAN

Als älteste tertiäre Sedimente dieses Tafeljuraabschnittes finden wir in der Umgebung von Oltingen, auf dem Plateau von Anwil und im N der Linie Kienberg - Oberhof Ablagerungen des oberen Helvetian.

Ausser einem von F. MÜHLBERG (1908, p. 26) beschriebenen marinen Sedimentrest NNE und SSW des Chlapfen SE Oltingen, der dem weiter westlich davon auftretenden Tenniker Muschelagglomerat als östlicher Ausläufer gleichgesetzt werden kann, heute aber nicht mehr anstehend nachweisbar ist, sind marine Ablagerungen einzig E Lammetholz, Koord. 641 200/256 325, im Schutt feststellbar (Fig. 8).

Aufgearbeitetes marines Material und Fossilien daraus lassen sich jedoch auch im Gebiete um Wölflinswil und Anwil in den jüngeren Krustenkalken nachweisen (STUMM, 1964, p. 170), so dass die obere Meeresmolasse sich ursprünglich über die heute erhaltene Grenze hinaus nach N erstreckt haben muss.

Im Arbeitsgebiet lassen sich 2 Glieder des oberen Helvetian ausscheiden.

1. Albsteinartige Bildungen (STUMM)

Der einzig gute Aufschluss dieser von F. STUMM benannten Schichten SW Schrannhof, W Wölflinswil, Koord. 641 050/256 750, wurde von ihm 1964, p. 168 - 174, eingehend beschrieben. Fig. 9 zeigt einen Krustenkalk, entsprechend Schicht 3 im Profil von STUMM, mit "Microcodium elegans" GLÜCK.

Bei einem Hofbau 1965/66, ca. 100 m W des Aufschlusses Schrannhof, wurde das Tertiär freigelegt, so dass äquivalente Bildungen, vor allem ruppig zerfallende Süßwasserkalke, Krustenkalke und stark untergeordnet rote, tonige Mergel der Beobachtung zugänglich waren.

Analoge Bildungen zeigen sich bei Neuligen ENE Anwil, wo bei Koord. 639 025/255 950 ebenfalls ein rötlicher Krustenkalk mit Malmkomponenten auftritt.

Ein weiteres Vorkommen war durch einen Strassenaufbruch in Oltingen beobachtbar (Fig. 10). Beide Vorkommen sind isoliert, und ihr Zusammenhang mit anderen Abteilungen ist nicht erfassbar.

2. Helicidenmergel

Als schlecht aufgeschlossene Serie erreichen diese roten bis rotgrünen Mergel kaum mehr als 15 m und fehlen auf grosse Strecken ganz. Von BAUMBERGER (1927, p. 127) wurden sie faunistisch von den roten Mergeln des Torton abgetrennt und dem oberen Helvetian zugewiesen. Im Gelände

erweist sich eine Abgrenzung allein auf Grund morphologischer Kriterien im Kontakt mit den Mergeln des Callovian oder der Effingerschichten als schwer durchführbar, und eine Grenzziehung gegenüber den ebenfalls meist roten Mergeln des Torton ist nur dort, wo der basale tortone Brekzienkalk nachgewiesen werden kann, möglich.

Auf das mit den albsteinartigen Bildungen verzahnte Auftreten der Helicidenmergel verweist F. STUMM (1964, p. 175). Noch komplexere Verhältnisse als SW Schranthof lassen sich im Helvetianvorkommen von Neuligen vermuten, wo unter den albsteinartigen Bildungen noch einige Meter Helicidenmergel anzustehen scheinen.

In der Umgebung von Oltingen, beim Hof Rumpel, erwähnt BAUMBERGER (1927, p. 149) fossilführende Helicidenmergel, ohne jedoch deren Fossilinhalt zu nennen; der Aufschluss scheint heute verschüttet zu sein.

B. TORTONIAN

STUMM (1964, p. 194 - 201) behandelte auch diesen Abschnitt des Tertiärs. Wir vermerken hier nur einige ergänzende Beobachtungen.

Eine detaillierte Aufnahme erschweren vor allem die äusserst schlecht aufgeschlossenen mächtigen Mergellagen und die lithologische Inkonzistenz der zwischengelagerten Süsswasserkomplexe.

BAUMBERGER (1927, p. 147) untersuchte das Torton von Anwil und konnte es anhand der Fauna den Silvanaschichten des Schwäbischen Jura gleichsetzen.

Als Basis der tortonen Süsswasserserie werden oft auftretende, aber nicht durchziehende, wahrscheinlich meist als Rinnenfüllungen zu deutende limnische, deutlich fluviatil geprägte Süsswasserkalke aufgefasst, die häufig eckige bis gerundete Komponenten, hauptsächlich von Kalken der Effingerschichten, führen. Zur Unterscheidung von den oft ähnlich aussehenden Krustenkalen des Helvetian und von den übrigen Süsswasserkalken werden sie als Brekzienkalke bezeichnet.

Der Habitus des Süsswasserkalkanteils wechselt von dichter zu stark poröser, oft von Dendriten durchwachsender Ausbildung von weisslicher bis braunbeiger Farbe. Das Texturverhältnis von Süsswasserkalk und Brekzienkomponenten lässt mit Sicherheit auf eine subaquatische, gleichzeitige Sedimentation beider Elemente, im Gegensatz etwa zum Krustenkalk, schliessen.

Auffallend ist, dass sich auch dort, wo das Tortonian direkt auf Dogger lagert, an der Basis fast nur aufgearbeitete Malmkomponenten finden. Dies lässt den Schluss zu, dass zur Ablagerungszeit der Brekzienkalke relativ starke Einschwemmungen aus SW bis NW wirksam waren, die das Material ins Seebecken transportierten. Beobachtbar ist der Brekzienkalk vor allem ENE Lammetholz WSW Wölflinswil (Fig. 11), ESE Rätchel N Kienberg, N Stritmatt, NW Steig W Wölflinswil (Fig. 7), N Spilhof N Oltingen, im Dorf Oltingen und E Widacher NNE Oltingen (Fig. 16).

Fehlt diese Basisbildung, so ist die Grenze zum Helvetian nicht genau festlegbar. Beim Brekzienkalk dürfte es sich um ein ungefähres zeitliches Äquivalent der erst im E des Untersuchungsgebietes wieder einsetzenden Juranagelfluh-Schüttung handeln.

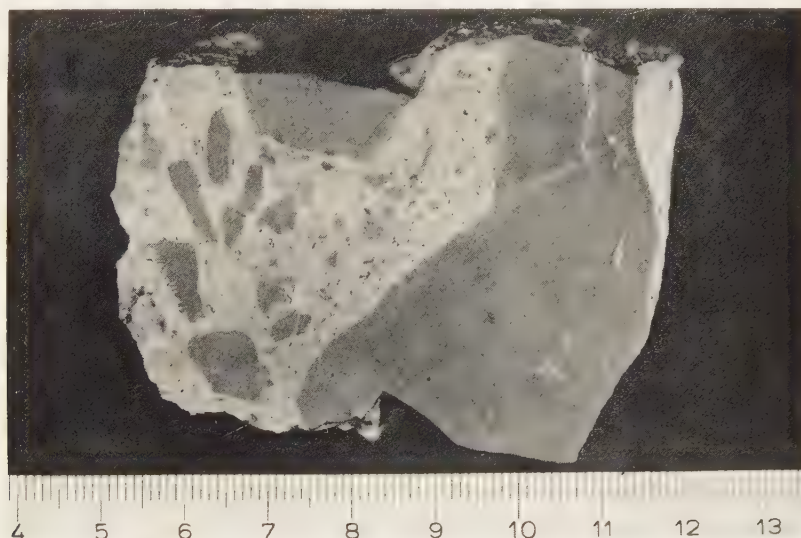


Fig. 7
Brekzienkalk NW von Steig

Im folgenden wird auf die Ablagerungsverhältnisse des Miozän im Gebiet von Oltingen - Anwil und zwischen Kienberg und Wölflinswil eingegangen.

Im allgemeinen erreicht die tortone Serie in unserem Gebiet eine Mächtigkeit von ca. 90 - 110 m und ist ausgebildet als Wechsellagerung von weisslichgelben, grauen, grünlichen und roten, tonigen bis kalkigen Mergeln und bis zu 25 m starken, z.T. durch Mergel gegliederten Bänken von weissen, grauen bis braunbeigen Süsswasserkalken.

- Gebiet von Anwil - Oltingen

Eine tektonische und fazielle Spezialstellung nimmt das Tertiär um Oltingen ein, wo drei kleinere Schuppenserien dem Chlapfen vorgelagert sind. Zur Veranschaulichung der komplexen Ablagerungsverhältnisse wurde ein abgewinkeltes Profil konstruiert (Fig. 12).

Es wird angenommen, dass vor dem Einsetzen der Falten- und Ueberschiebungstektonik an der Basis der Tortontafel stark differenzierte Verhältnisse vorlagen. Die Entwicklung gegen NNE lässt sich nicht verfolgen, da wegen Ueberschüttung und teilweiser Ueberschiebung durch die Schuppenzone keine Beobachtungen gemacht werden können.

Finden wir im NW, normal dem Tafeljura aufgelagert, typischen, bis 10 m starken, z.T. leicht porösen, ruppig anwitternden Brekzienkalk (z. B. am nördlichen Dorfausgang von Oltingen), so fehlt er in der ersten und zweiten Schuppe, wo er durch grobe, fast ausschliesslich Malmkomponenten führende, durch rote und rotbraune tonige Mergel verkittete, maximal ca. 5 m mächtige Nagelfluh ersetzt wird. Der Rundungsgrad (nach KRUMBEIN & WADELL) der Gerölle schwankt zwischen 2 und 6. In der dem Chlapfen vorgelagerten, aufgeschobenen Synklinale fehlen diese Basisbildungen z.T. ganz (Reservoir Oltingen), so dass tortone Süsswassermergel direkt die jurassische Unterlage transgredieren, oder es liegt, wie im Wäldchen E Widacher, Koord. 638 250/254 050, ein stark nagelfluhartiger Brekzienkalk mit bis kopfgrossen, relativ gut gerundeten Komponenten vor (Fig. 16).

Die Mächtigkeit der normal auf dem Tafeljura liegenden Serie beläuft sich bei einem Schichtfallen von 10 - 20° auf maximal 100 m. Ueber der Brekzienkalkbank liegen ca. 90 m rote bis weisse, tonige Mergel, oben abgedeckt durch eine Süsswasserkalkbank. Grössere Süsswasserkalkeinschaltungen in den Mergeln sind nicht nachweisbar. In der ersten und zweiten Schuppe liegen

Fig. 8

Marines oberes Helvetian, ENE Lammetholz, Koord. 641 200/256 325. Poröser Schalenrümmerkalk mit Bruchstücken von Lamellibranchiaten, wenigen Gastropoden, Brachiopoden und Foraminiferen. Grobkörnige, kalzitische Grundmasse (Kristalle bis 0.5 mm). Lesestück aus Verwitterungsschutt.

Fig. 9

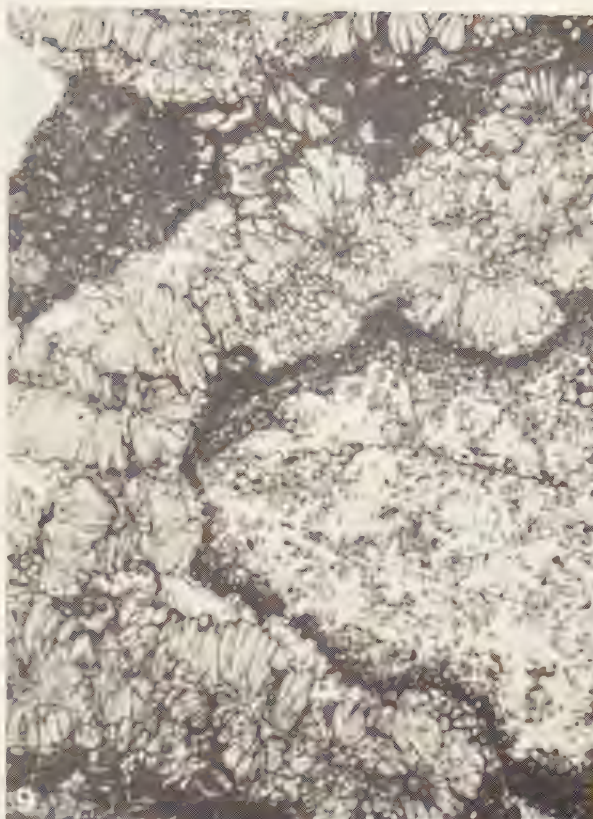
Albsteinartige Bildung, SW Schrannhof, Koord. 641 050/256 750 (entsprechend Schicht 3 im Profil von F. STUMM, p. 168). Roter konglomeratischer Krustenkalk. Feinkörnige, quarzführende Grundmasse, beige bis rötlich. Die umkrusteten rötlichen Effingerkalkkomponenten von mm- bis cm-Grösse sind meist gut gerundet. Kleine Drusen z.T. von kristallinem Kalzit erfüllt. Längs ehemaligen Schwundrissen z.T. massenhaft "Microcodium elegans" GLÜCK, welche die Grundmasse meist wirt durchwachsen und die Effingerkomponenten teilweise am Rande resorbierten.

Fig. 10

Albsteinartige Bildung, Oltingen, temporärer Strassenanschnitt, Koord. 637 425/253 675. Beiger konglomeratischer Krustenkalk. Die mm- bis dm-grossen Effingerkomponenten sind mässig bis gut gerundet und weisen massenhaft Schwundrisse auf, die von körnigem Kalzit erfüllt sind. Die Abbildung zeigt rechts ein Effingerkalkgeröll mit randlichen Schwundrissen und gegen links eine Folge von unterschiedlich körniger, inkrustierender Grundmasse, die lokal selbst kleinere Effingerkomponenten einschliesst. In der Grundmasse feiner organischer Detritus.

Fig. 11

Brekziöser Süsswasserkalk, ENE Lammetholz, Koord. 641 190/256 310. Dendritisch stark durchwachsender, leicht poröser, beiger Kalk. Grundmasse feinkörnig mit wenig Quarz; gehäuft organischer Detritus. Risse und Drusen erfüllt von kristallinem Kalzit. Die Komponenten, schlecht bis mässig gerundet, z.T. mit feinen Schwundrissen, bestehen hauptsächlich aus hellbeigem Süsswasserkalk und untergeordnet aus Effingermaterial.



Vergrößerung 16 x

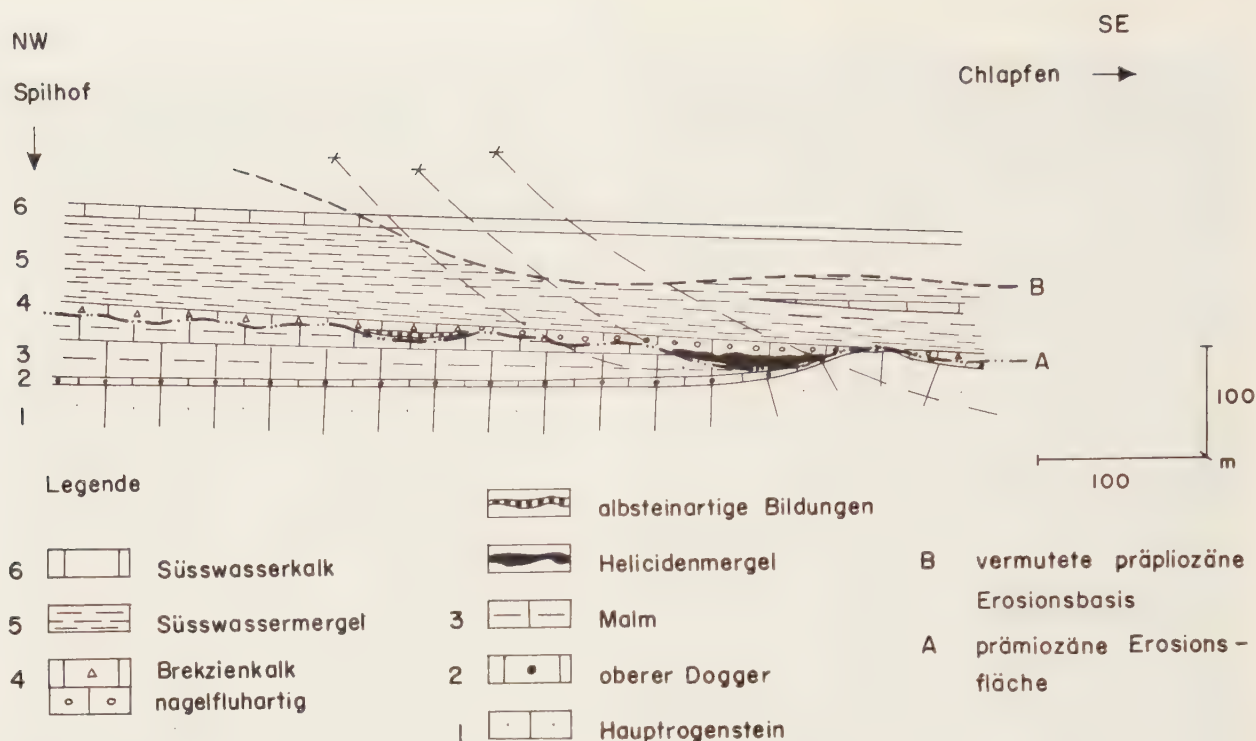


Fig. 12 Abgewickeltes Profil um Oltingen

über der Nagelfluh brandrote Mergel mit beigen bis rötlichen, mergelig-kalkigen Linsen. Im temporären Aufschluss beim Reservoirbau Oltingen 1963 lagen leicht diskordant auf Varianssschichten mit lokal verschleppten Blöcken an der Basis tonige, violettgraue Mergel, durch eine schmitzenartig ausgebildete, bis 50 cm dicke, grünliche Sandsteinlage von den oberen rotbraunen Mergeln getrennt.

E Widacher schaltet sich ca. 15 m über dem groben Brekzienkalk eine beige bis graubraune, brekziöse, jedoch keine Malmkomponenten führende Süßwasserkalkbank ein.

Am meisten Beachtung fand die bereits von mehreren Autoren erwähnte Tertiärtafel der Umgebung von Anwil. Das Fossilmaterial für die Untersuchung der Molluskenfaunen von BAUMBERGER (1927) lieferten die Fundstellen S Birch, Koord. 638 150/255 200, und ein stratigraphisch leicht tiefer gelegener, heute nicht mehr erhaltener Aufschluss E Anwil, Koord. 638 150/255 600.

HÜRZELER (1939) bearbeitete die Säugetierfauna des Torton von Anwil anhand von Funden aus Grabstellen N Egghof, Koord. 638 700/255 050 und E Anwil, Koord. 638 300/255 700.

Nur in seinen Süßwasserkalkkomplexen einigermaßen aufgeschlossen, bildet das Torton von Anwil eine etwa 110 m mächtige Schichtfolge.

Profil 44, beschreibt generell ihren Aufbau (vgl. auch Fig. 13):

6. ca. 45 m Wechsellagerung von Süßwassermergeln und -kalken. Mehr oder weniger der Beobachtung zugänglich sind nur die untersten 30 m, der Rest ist von Gehängeschutt überdeckt. Der einzige Mergelaufschluss, an der Basis dieser Serie, S Egghof, zeigt rote, tonige bis leicht kalkige Mergel. NW Fridhag sind im Hang drei Süßwasserkalklagen von 2-4 m Stärke angedeutet. Die unterste Lage zeigt schwach porösen, weisslichen Kalk, leicht brekziös erscheinend durch die Einstreuung kleiner, graubeiger Kalkkomponenten. Die zweite Lage wird hauptsächlich durch einen dichten, hellbeigen, stark dendritisch durchwachsenen, etwa den Habitus der Wettingerschichten des Kimmeridgian aufweisenden Süßwasserkalk gebildet, während die obersten Bänke mit grünlichen und graubraunen Komponenten in hellbeigem Süßwasserkalk brekziös erscheinen.
5. 10 m Süßwasserkalke. Von Egghof-Spiessen lässt sich diese Platte über P. 623 und SW Birch bis in die unterste Lage N Fridhag durchverfolgen. Zwischen Spiessen und Egghof zeigt sich in einem lithologisch dreigeteilten, 2.5 m mächtigen Aufschluss folgendes Bild: den unteren Teil bildet ein feinkörniger, hellbeiger bis weisser, mehr oder weniger homogener, leicht poröser Süßwasserkalk mit wenigen Quarz-

körnern, organischem Detritus und einzelnen grobkörnigen Kalzitadern. Nesterweise treten Gastropoden auf. Der obere Abschnitt beginnt mit einem porösen, feinkörnigen Süsswasserkalk. In feinkörniger Grundmasse aus weisslichem Kalk liegen gehäuft bis 1 cm grosse, mässig bis gut gerundete, braune, feinkörnige bis dichte Süsswasserkalkkomponenten mit bis 0.5 mm grossen Erzpartikeln und seltenen Quarzkörnern. Seitlich ersetzt wird er z.T. durch sehr stark brekziösen, leicht drusigen Kalk. Volumenmässig den Hauptanteil bilden hier hellbeige, mässig gerundete, mm- bis 3 cm grosse, z.T. in sich wieder zerbrochene, von brauner, körniger, kalkiger und kristallinkalzitischer Grundmasse verkittete Süsswasserkalkkomponenten (Fig. 17). Der kristalline Kalzit, auffallend häufig, tritt als sekundäre Spalten- und Drusenfüllung auf. Abgeschlossen wird der Aufschluss von einem brekziösen, leicht porösen, braunbeigen Süsswasserkalk mit meist gut gerundeten, 1-5 mm grossen, weissen bis beigen, feinkörnigen, organischen Detritus und wenig sehr feine Quarzkörner führenden Kalkkomponenten (Fig. 14).

Aus einem beigen, dichten bis körnigen Kalk vom Wäldchen SSE Egghof, Koord. 638 800/254 700, konnten folgende, meist stark deformierte Gastropodensteinkerne bestimmt werden:

Cepaea silvana (KLEIN)

Tropidomphalus (*Pseudochloritis*) ? sp.

Klikia (*Apula*) sp.

- | | |
|---|--|
| 4. 20-30 m

3. 10-15 m

2. 10 m
1. bis 5 m | Mergelserie mit wenigen, stark untergeordnet auftretenden Kalkeinschaltungen. BAUMBERGER (1927, p. 149) beschreibt daraus "bläuliche und graue Süsswassermergel mit Pyrit und Kohlenstreifen".

Süsswasserkalk von Buckenrain-Neuligen-Stritmatt. Weisslicher bis braunbeiger, leicht poröser, oft von Dendriten durchzogener, leicht brekziöser Kalk mit wenigen Effingerkalkkomponenten. S Neuligen, ESE P. 610.5 zeigt sich der Kalk mit einer feinkörnigen Grundmasse mit starkem, meist mittelkörnigem Quarzanteil und gut gerundeten, z.T. cm-grossen, meist lagig angeordneten Kalkkomponenten. Charakteristisch sind hier Trümmer von dickschaligen Austern, die wahrscheinlich aus marinen, aufgearbeiteten Strandbildungen des Helvetian stammen.

schlecht aufgeschlossene, weissliche bis rote Mergel.

z.T. poröser, hellbeiger, Effingerkomponenten führender Brekzienkalk. Erscheint mit schwankender Mächtigkeit ohne grössere Unterbrechungen von N Stritmatt nach Aechtermatt durchzuziehen, wo ein nicht deutlich anstehender, heller, poröser, leicht brekziöser Kalk aufgefunden werden kann. |
|---|--|

- Tertiär zwischen Kienberg und Wölflinswil

Unter ähnlichen Aufschlussverhältnissen wie auf dem Plateau von Anwil, lässt sich hier kurzum Profil 45 (vgl. Fig. 13) zusammenstellen:

- | | |
|------------------------|---|
| 8. 10 m

7. 20 m | braune bis weissliche Mergel mit beigen bis braunen, brekziösen, geringmächtigen Süsswasserkalklagen um P. 705. Eventuell primär vorhandenes höheres Torton wurde vom Faltenjura überfahren.

Süsswasserkalkserie mit bis zu 5 m starken Mergellagen. Der Habitus wechselt von dichtem, weissem Kalk über braunbeigen porösen Kalk zu beigem, brekziösem, in der Grundmasse feinkörnigem, feinkörnigen Quarz führendem Süsswasserkalk mit grauen, meist gut gerundeten Süsswasserkalkkomponenten. |
|------------------------|---|

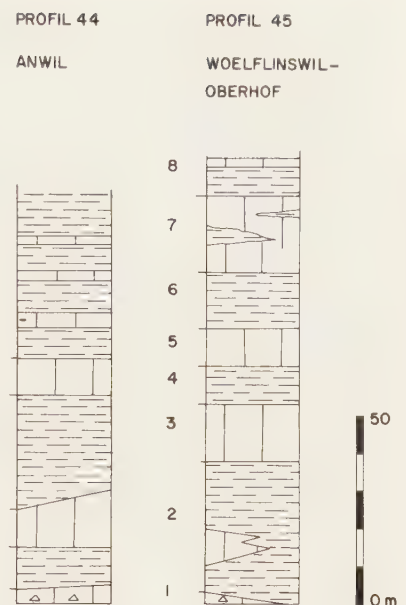


Fig. 13 Sammelprofile im Tertiär

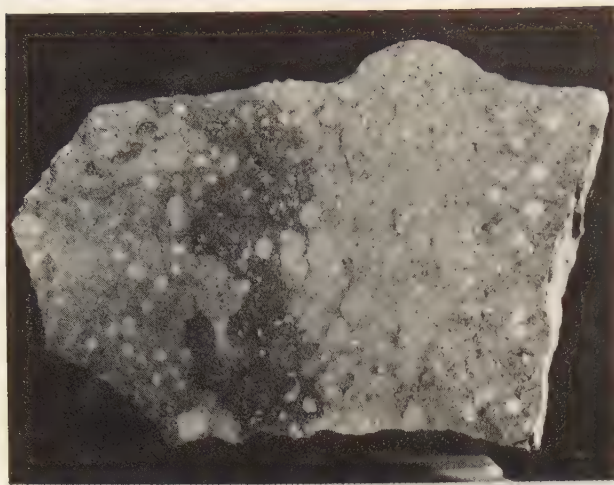


Fig. 14 brekziöser Süsswasserkalk E Egghof

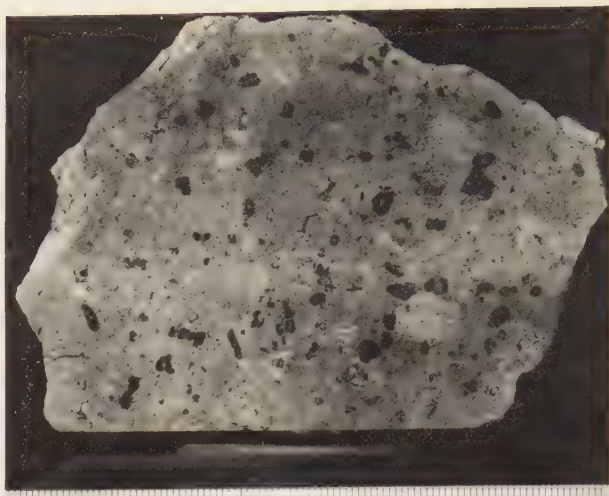


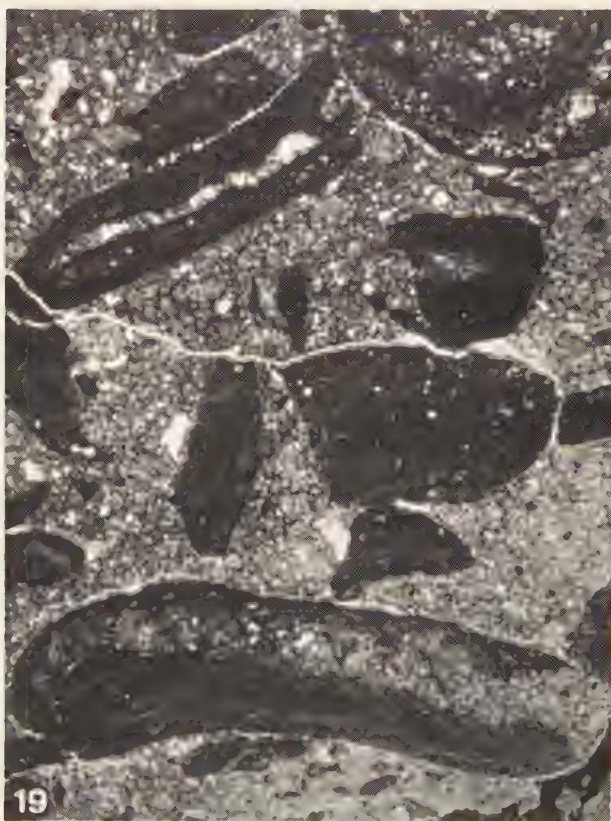
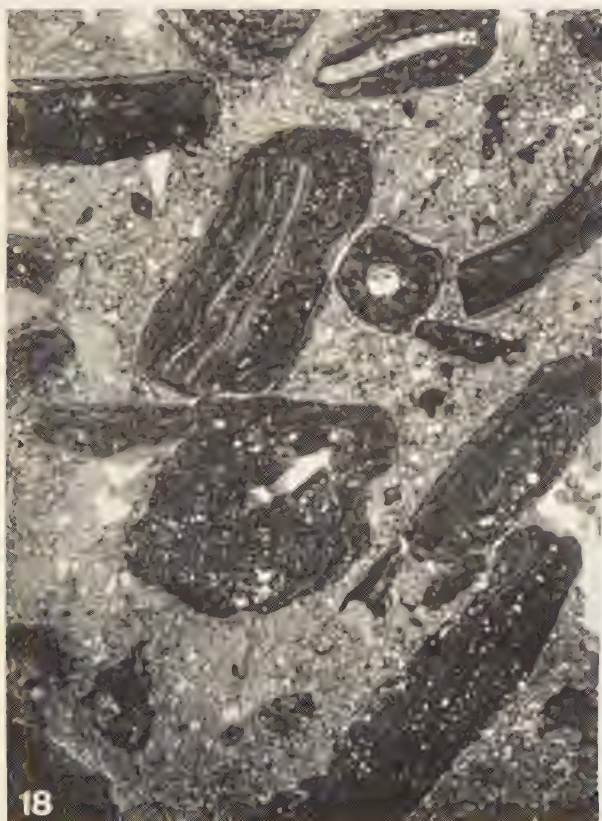
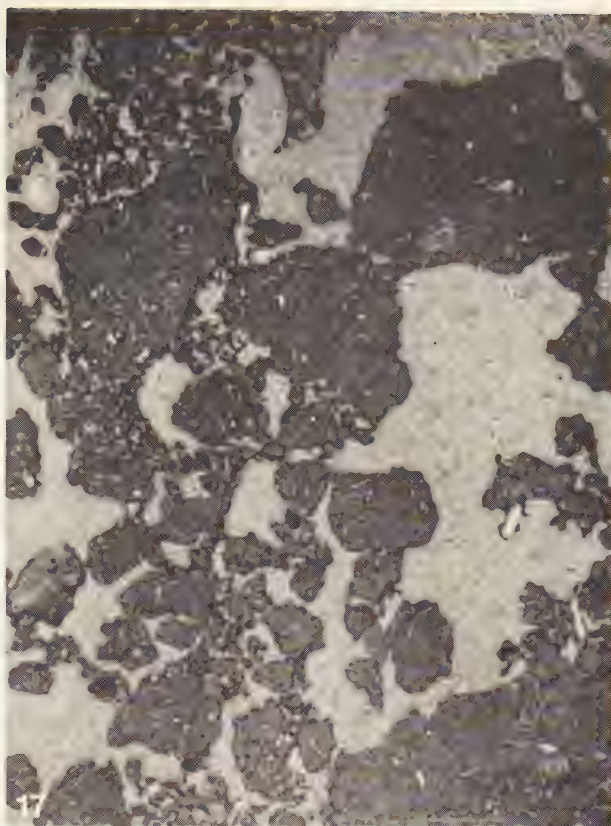
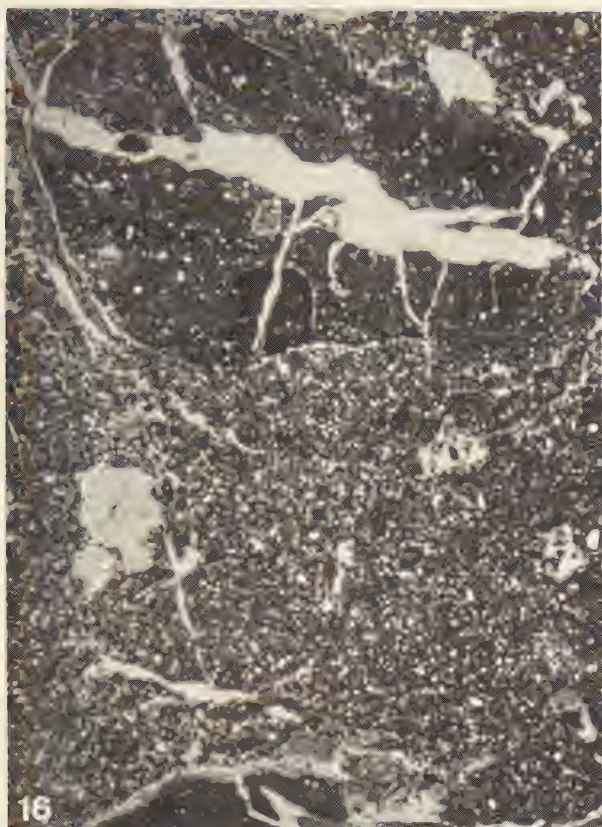
Fig. 15 Kalk mit Algenkonkretionen von Lammetholz

6. 15 m rote und graue Süsswassermergel und linsige Einschaltungen von grauweissem, mergeligem Süsswasserkalk. Daraus stammt der von STUMM (1964, p. 200) beschriebene Apatithorizont. Aufgeschlossen sind sie vor allem E des Weges von Kienberg nach Tannen.
5. 10 m hellbeiger bis weisslichgrauer, dichter bis leicht poröser Süsswasserkalk von bankiger bis knolliger Anwitterung. Typisch sind kleine, schwarze, Cailloux noirs-ähnliche Einstreuungen.
4. 10 m tonige, graubraune und beige Süsswassermergel.
3. 15 m Süsswasserkalk. Sehr variabel ausgebildet, lässt er sich von NNE Oberfeld über Tannen nach Lammetholz verfolgen. Im W erweist er sich als beiger bis bräunlicher, wechselnd stark poröser, grossenteils brekziöser Kalk, wobei schlecht bis gut gerundetes, hellbeiges Brekzienmaterial aus Süsswasserkalk in braunbeiger Grundmasse liegt. Im Ostteil, worin sich auch der frühere Steinbruch des Lammatssteins", Koord. 640 800/256 300, befindet, zeigt die Lithologie meist ein ganz anderes Bild. Vorherrschend sind knollig anwitternde, weisse bis beigebraune, dichte bis feinkörnige, wolkige Kalke mit wenigen, bis 0.3 mm grossen Quarzkörnern. Charakteristisch sind Cailloux noirs-ähnliche Bildungen bis zu 5 mm Durchmesser. Diese meist schlecht gerundeten Einsprenglinge zeigen einen braunumrindeten schwarzen

Fig. 16 Brekzienkalk, E Widacher, NNE Oltingen, Koord. 638 280/254 125. Braungeflechte, beige, feinkörnige Grundmasse mit z.T. idiomorphen fein- bis mittelkörnigen, bis 0.2 mm grossen Quarzkörnern. Wenige pflanzliche Resten. Risse in der Grundmasse und den Brekzienkomponenten sind kristallin-kalzitisch erfüllt. Die mässig gerundeten Brekzienkomponenten werden gebildet von bis zu 5 cm grossen, braunen bis graubeigen, mehr oder weniger dichten Malmkalen mit Quarz und wenig Glaukonit und eventuell wenig aufgearbeitetem Helvetian.

Fig. 17 Brekziöser Süsswasserkalk, ENE Egghof, Koord. 638 725/255 015. Stark brekziöser, leicht drusiger Kalk. Volumenmässig den Hauptanteil bilden hellbeige, mässig gerundete, mm- bis 3 cm grosse, z.T. in sich wieder zerbrochene, feinkörnige bis dichte Süsswasserkalkkomponenten mit bis max. 0.05 mm grossen Erzkomponenten und sehr wenig Quarz. Sie sind durch braune, körnige, kalkige und kristallinkalzitische Grundmasse verkittet.

Fig. 18+19 Algenkonkretionen führender Süsswasserkalk, SW Lammetholz, Koord. 640 700/256 130. Beiger, dichter bis feinkörniger Kalk mit vielen mittelfeinen Quarzkörnern, mässig feinkörniges Erz führend. Massenhaft treten Algenkonkretionen (Cyanophyceen) auf, die z.T. Schalentrümmer oder Süsswasserkalkkomponenten inkrustieren.



Vergrößerung 16 x

Kern; die Dunkelfärbung erfolgt durch organische Substanz. Oft sind diese Kalke von unregelmässigen dünnen Mergellagen durchzogen.
Daneben treten auch poröse, kleinkreuzige, braunbeige Kalke auf.
Im Dach des Komplexes, in einer kleinen verlassenen Grube, Koord. 640 700/256 150, fanden sich in einem beigen Kalk folgende Gastropodenkerne:
Tropidomphalus (Pseudochloritis) incrassatus (KLEIN)
Tropidomphalus (Pseudochloritis) celli KURR.

Cepaea silvana (KLEIN)

Triptychia grandis KLEIN

Zonites (Aegopis) sp.

Knapp darüber tritt in geringer Mächtigkeit ein beiger, dichter bis feinkörniger Süsswasserkalk mit vielen mittelfeinen Quarzkörnern auf. Massenhaft treten darin braune, z.T. Schalentrümmern inkrustierende Algenkonkretionen auf. STUMM (1964, p.201) bezeichnete sie als Cyanophyceen (Fig. 15, 18, 19).

2. 35 m beige, rötliche und graue Süsswassermergel. Als lokale Einschaltung tritt im Westen der Süsswasserkalkzug N Oberfeld auf. Er wird gebildet von ca. 10 m braunbeigen, leicht grobdrusigen, kreuzigen, bis 0.3 mm grosse Quarzkörner führenden, feinkörnigen, von kristallinen Kalzitadern durchzogenen Kalken bis schwach porösen, braunbeigen, stark dendritisch durchwachsenen Kalken.
Im Dach des Mergelkomplexes sind im E siltige, beige bis graue, braungelb verwitternde Mergel anstehend.
1. nur sporadisch, in geringer Schichtstärke auftretender Brekzienkalk (vgl. Fig. 7).

QUARTÄR

I PLEISTOZÄN

Die besonders in der Aaretalsynklinale des Faltenjura und im Tafeljura grosse Flächen einnehmenden pleistozänen Ablagerungen fanden durch verschiedene Autoren unterschiedliche Interpretationen. Hingewiesen sei auf A. AMSLER (1931), der im Zusammenhang mit seinen Untersuchungen über die Eisenoolithvorkommen auch dem Quartär des Tafeljura Beachtung schenkte, und auf F. MÜHLBERG (verschiedene Arbeiten), der im Faltenjura als ältestes Hochterrassenschotter, überlagert von Moränen und Schottern der grössten Vergletscherung und als jüngste eiszeitliche Bildung die Niederterrassenschotter ausscheidet.

Im Felde ist eine klare Umgrenzung der Niederterrassenschotter gut möglich, wogegen die Differenzierung der präwürmischen Bildungen Schwierigkeiten bereitet. Es wurden deshalb Geröllanalysen durchgeführt und diese nach verschiedenen Gesichtspunkten hin ausgewertet, um neben morphologischen Kriterien auch andere Unterscheidungsmerkmale finden zu können. Geometrische Merkmale wurden mit möglichst einfachen Methoden erfasst.

A BESCHREIBUNG DER PLEISTOZÄNABLAGERUNGEN

1. Verzeichnis der Geröllentnahmestationen

Oberhard, NW Obergösgen	638 100 / 246 350 / 400	1, 2
Stritmatt, NE Anwil	638 650 / 256 300 / 615	3
Burg, SSW Oberhof	641 200 / 255 150 / 775	4
Säge, SW Wittnau	640 075 / 258 450 / 440	5
Balmenrain, NE Wittnau	641 500 / 259 200 / 410	6
Rebenfeld, E P. 469	639 550 / 249 100 / 480	7, 8
Rebenfeld, SW P. 476	639 000 / 248 600 / 465	9
Oberfeld	639 125 / 247 350 / 415-420	10, 11, 12
Mülichopf	640 100 / 246 900 / 420-430	13, 14, 15

Die Nummern 1 - 15 bezeichnen die untersuchten Proben.

Zuordnung:

Proben 1 und 2: Niederterrassenschotter

Proben 3 - 5: Rissmoräne. Bei Proben 3 und 4 ist speziell zu betonen, dass diese Gerölle nicht in einem Aufschluss, sondern als Ackerlese gesammelt wurden.

Proben 6 - 15: Risschotter

2. Schotter der grössten Vergletscherung (Risssschotter)

Vgl. dazu Proben 6 – 15 (p.95/96).

Im Gegensatz zu den jüngeren Würmschottern breiten sich die Rissablagerungen nicht nur in der Aaretalsynklinale, sondern in untergeordnetem Mass auch im Tafeljuragebiet mit wechselnder Ausbildung aus.

Der Verkittungsgrad wechselt lokal stark. Sind am Südabhang der Rebenflue (Proben 7 – 9) und des Gugen nagelfluhartige Bildungen nur untergeordnet eingelagert, so scheint die Schotterunterlage des Buerfelds und Buerwaldes relativ stark verfestigt (Proben 10 – 15).

Im Aaretal, an der Südflanke der Synklinale, erreicht die nicht durch Gehängeschutt der Beobachtung entzogene Obergrenze der Aufschotterungsebene im Westen N Dickenacher 510 m, im Osten NW des Gugenfeldes bei P. 525.2 525 m. Wegen der geringen Erstreckung des Gebietes in der Schüttungsrichtung ist ein Aufschotterungsgefälle nicht zu berechnen.

Es fällt auf, dass die Risssschotter im Aaretal ungleichmässig, besonders in der Mitte der Depression, von Moräne überdeckt sind. Dies ist wahrscheinlich dahin zu deuten, dass der Rhonegletscher nach dem Rückzug aus seinem letzten Aargauerhalt, dem Siggenthalerstadium, in unserem Gebiet nicht mehr talfüllende Eismassen besass, mit seinen Schmelzwässern einen Teil der Grundmoräne wieder ausräumte und bei kleineren Stationen durch Eisstau eisrandnahe, moränenähnliche Schotter ablagerte.

Diese Theorie wird erhärtet durch den Befund an der Entnahmestelle von Probe 9 beim Schützenhaus Lostorf. Als auffallendes Merkmal liegen im obersten Meter dieser Grube in rotbrauner, stark durch Verwitterungseinflüsse gezeichneter, humos-lehmiger, leicht kiesiger Matrix bis zentnerschwere Erratiker von jurassischem Malmkalk, meist verwittertem Molassesandstein und brotlaibgrossen Quarzitgeröllen. Für Moränen typische Erscheinungen wie gekritzte Geschiebe konnten nicht nachgewiesen werden. Wahrscheinlich handelt es sich um Bildungen eines spätrisseiszeitlichen Rhonegletschervorstosses.

Die Sammelstelle der Proben 10 – 12, W Buerfeld, zeigt interessante Details. Auffallend sind interne Diskordanzen, wobei meist in südlicher Richtung einfallende Kies- und Sandlagen scharf durch waagrecht liegende Schichten abgeschnitten werden, die sich gegen oben von neuem leicht gegen SE neigen und wieder diskordant transgrediert werden. Es scheint sich hier also nicht um eine gleichmässig, sondern in Intervallen geförderte Schüttung zu handeln. Erwähnung verdient eine ebenfalls diskordant auflagernde, stark verkittete, grösstenteils aus schlecht gerundeten Doggergeröllen bestehende Bank. Auch dies deutet darauf hin, dass in diesem Schotterkomplex diverse Schüttungsphasen mit z. T. starken lokalen Einflüssen gespielt haben.

Es gelang jedoch nicht, kartierungsmässig auf Grund geologischer oder morphologischer Kriterien Differenzierungen durchzuführen; namentlich die von F. MÜHLBERG (1908) vorgenommene Unterscheidung in Hochterrassenschotter und Schotter der grössten Vergletscherung konnte nicht aufrecht erhalten werden. Als Charakteristikum für die Hochterrasse, zu der MÜHLBERG auch die Schotterfluren des Buerfelds und Buerwaldes rechnete, wird das Fehlen von Geröllen aus dem Wallis genannt. Sowohl an der Sammelstation Buerfeld (Proben 10 – 12) wie Mülchopf (Proben 13 – 15) konnten aber penninische Geschiebe nachgewiesen werden. In der von MÜHLBERG auskartierten Hochterrassenfläche von Stüsslingen nach Winznau fehlen leider Aufschlüsse. Morphologische Anhaltspunkte für eine Unterteilung liegen aber keine vor.

Die Definition MÜHLBERGs (1908, p.19) der Schotter der grössten Vergletscherung als "solche lose alpine Schotter, die als Ganzes oder in dazugehörenden Teilen höher als Niederterrasse und als Hochterrasse . . . liegen", kann ebenfalls nicht als zwingend anerkannt werden. Schotter verschiedener Höhenlagen müssen nicht eo ipso altersdifferent sein, wenn man in Erwägung zieht, dass eine Vorstossschotterebene durch starke Wasserführung und Eiserosion des nachfolgenden Gletschers, welcher mit seiner Eisobergrenze ohne weiteres tiefer liegen kann als die Kote des Vorstossschotters, z. T. wieder ausgeräumt worden sein kann. Primär gleichaltrige Schotter können daher randlich auf dem höhergelegenen, ursprünglichen Schüttungsniveau keine Moräne tragen, auf der sekundären Erosionsfläche jedoch mit Moränenbedeckung auftreten, ohne dass damit ein Altersunterschied dokumentiert wird.

Ferner wird der Verkittungsgrad eines Schotters unter Moränenbedeckung dank dem aus dem Moränenfeinmaterial gelösten Kalk und dem mit Sickerwasser eingedrungenen Feinstmaterial grösser sein als bei einem freiliegenden Schotter, wo nicht durch kalkreiche Gewässer aus dem anliegenden Anstehenden oder durch grosse Verdunstung am Schotterrand ähnliche Umstände ge-

schaffen werden. Diese Faktoren dürften bei den Schottern des Buerfelds und denen an der Südflanke von Gugen und Rebenflue gespielt haben.

Die Grube Rebenfeld, E P. 469 (Proben 7 und 8) zeigt folgenden Aufbau:

- | | | |
|-----|--------|---|
| 12. | 1.00 m | Kies, stark erdig verunreinigt, Gerölle nicht eingeregelt. |
| 11. | 0.35 m | mergeliger, braunbeiger Sand bis Silt. |
| 10. | 0.15 m | Feinkies und Grobsand, Hauptfraktionsanteil 1 - 15 mm. |
| 9. | 0.75 m | Kies und Grobsand. |
| 8. | 0.15 m | leicht sandiger, siltiger Mergel. |
| 7. | 0.35 m | mehr oder weniger verkittete Schotterlage. |
| 6. | 0.80 m | Kies und Grobsand (<u>Probe 8</u>). |
| 5. | 0.05 m | leicht sandige Mergellage. |
| 4. | 0.50 m | Kies und Grobsand, besonders die obersten 15 cm z. T. leicht verkittet. |
| 3. | 0.20 m | verkitteter, mittelgrober Kies. |
| 2. | 0.30 m | Kies und Grobsand, z. T. verbacken (<u>Probe 7</u>). |
| 1. | 0.20 m | verkittete Bank von Fein- und Mittelkies. |

Es sei nochmals darauf hingewiesen, dass diese Vorkommen wohl alle der Risseiszeit zuzuordnen, nicht aber unbedingt als gleichaltrig, d.h. einem einzigen Aufschotterungsprozess entsprechend, aufzufassen sind, sondern ohne weiteres mehreren Phasen der Risseiszeit angehören können. Anhaltspunkte für eine genaue Differenzierung aber fehlen.

Ebenso komplex verhalten sich die Risssschotter im Tafeljura (vgl. Sammelstationen der Proben 5 und 6). P. VOSSELER (1918, p. 236), L. BRAUN (1920, p. 224 f.), A. AMSLER (1931) und R. HANTKE (1965, p. 890) beschäftigten sich mit dem Quartär dieses Gebietes.

Im Zusammenhang mit der Schotterzunge S Oberfrick bis zur katholischen Kirche von Frick steht das verkittete Schottervorkommen von Balmenrain E Wittnau (Probe 6). Als weitere Relikte der grössten Vergletscherung sind die zwei periglazialen Lokalschotterniveaux bei der Säge von Wittnau (Sammelstation von Probe 5) und eine Schottergrube S des Hombergs, 150 m NE P. 488, Koord. 639 800/259 725, zu betrachten. VOSSELER beschreibt eine Abnahme des alpinen Materials von Frick her gegen Guggerhalden (= Balmenrain). Diese Tendenz lässt sich noch weiter gegen Westen hin verfolgen: beträgt der alpine Geröllanteil in Probe 6 noch 4%, so fehlt in den beiden andern Vorkommen jegliches Alpenmaterial, und nur schlecht bis kaum gerundete Haupttrogensteingeschiebe sind vorhanden. Das Bild dieser als Lokalschotter bezeichneten Vorkommen ist aber so stark verschieden vom Schottercharakter des Aufschlusses von Balmenrain, dass eine genetische Gleichsetzung nicht vorgenommen werden darf.

Die zwischengelagerte Moräne bei der Säge von Wittnau (Probe 5) beweist jedoch, dass es sich um periglaziale Solifluktionsbildungen handeln muss. Die sichtbare dachziegelartige Einordnung - bei der Säge von Wittnau gegen SW, in der Grube südlich des Hombergs bis 40° in einer leicht synklinalen Schüttungsachse gegen NNW - schliesst das Mitwirken von randlichem Schmelzwassertransport nicht aus.

Schottergrube bei der Säge am SW Dorfausgang von Wittnau. Aufgeschlossen sind 21 - 25 m:

- | | | |
|----|-----------|---|
| 5. | bis 3 m | Gehängeschutt. |
| 4. | ca. 5 m | infolge starker Ueberschüttung schwer charakterisierbares Haupttrogensteinmaterial. Wahrscheinlich Solifluktionsmaterial mit Gehängeschuttcharakter ohne Verfärbungserscheinungen. Schon dieser Umstand deutet darauf hin, dass mit dem liegenden Abschnitt (Schicht 3) die streng periglaziale Phase abgeschlossen war und dieser darüberliegende Komplex eine postrisseiszeitliche, relativ junge Bildung darstellt. Regellos eingestreute, bis m ³ -grosse Blöcke von sinterartig stark verkittetem feinem Haupttrogensteinschutt zeichnen diese 5 m aus. |
| 3. | ca. 5 m | z. T. intensiv braunrot verfärbter "Solifluktionsschotter". Im Gegensatz zum Liegenden der Moräne ist hier eine leichte Schichtung von grobem, 10 - 15 cm messendem und feinem, 3 cm kaum überschreitendem Geschiebe angedeutet. Die Mehrzahl der plattigen Bruchstücke scheint gegen SSE, d.h. bergwärts, einzufallen. |
| 2. | 2 - 2.5 m | Moräne mit braunem, tonig-siltig-sandigem Grundmaterial und meist schlecht gerundeten, z. T. gekritzten Geschieben. Blöcke von jurassischem Material wiegen oft 50 kg und mehr. Aus dieser Schicht stammt Probe 5. Ebenfalls wurde je |

eine Probe der lehmigen Matrix aus dem unteren und oberen Teil pollenanalytisch untersucht.

1. 9 - 12 m glazifluviatil aufgearbeiteter periglazialer Solifluktionsschutt mit andeutungsweise erkennbarer, nach SW gerichteter, dachziegelartiger Einordnung, was auf eine Schüttungsrichtung von SW hindeutet. Gebildet wird er von 1 - 10 cm grossen, flachen, plattigen, schlecht gerundeten Hauptrogensteinkomponenten. An der Obergrenze des Komplexes zeigt sich deutliche Eistektonik, indem sich keilförmig ein Moränenzipfel (Eiskeil?) in den Schotter einpresst.

Erwähnung verdient ein W der Grube an der Basis gelegener, ca. 20 m aufgeschlossener, bis 5 m mächtiger Hauptrogensteinkomplex, der vorrisseiszeitlich, d.h. vor Ablagerung dieser Galzialschuttserie, auf unterem Dogger an diese Stelle abgesackt sein muss und infolge seiner Grösse der glazialen Erosion widerstand. Anstehend findet sich der Hauptrogenstein hier ca. 90 m höher als der erwähnte Block. Dies setzt eine beträchtliche Talausträumung bereits vor Ablagerung der Risseiszeitbildungen voraus und postuliert ein beachtliches Alter der heutigen Talform.

Im Gegensatz zu dieser Lokalität zeigt der Schotteraufschluss von Balmenrain, NE Wittnau, eine starke Verkittung des sandigen Schotters, welche auf den Einfluss kalkreicher Hangwässer über dem undurchlässigen Opalinuston zurückzuführen sein und altersmässig keinen Aussagewert besitzen dürfte.

Mangels Aufschlüssen lassen sich ähnliche Bildungen an den Talhängen weder ins Tal von Kienberg noch ins Wölflinswilertal hinein verfolgen, da erstens ohne Anschnitt der Deckschichten Gehängeschutt von periglazialen Solifluktionsschottern nicht getrennt werden kann, und zweitens eventuell vorhandene, noch nicht ausgeräumte Schotterreste von Gehängeschutt überdeckt sind.

Anders dürfte es sich in den beiden Talsohlen verhalten, die oft in beträchtlichem Ausmass noch von Risseiszeitbildungen, sowohl Schottern wie auch Moränen, erfüllt zu sein scheinen. So erwähnt AMSLER (1931) von der linken Talseite bei Oberhof, Bohrung Trotte, eine 11.5 m messende Talfüllung, die aus sandarmem, grobem, undeutlich geschichtetem und gegen oben hin zunehmend verlehmtem Lokalschutt besteht und meines Erachtens als risseiszeitliche Bildung betrachtet werden muss, vor allem da die im folgenden zu beschreibenden Moränenbildungen eng damit im Zusammenhang stehen.

3. Moränen der grössten Vergletscherung (Rissmoränen)

Diese Ablagerungen sind über das ganze Gebiet verteilt, gute Aufschlüsse sind aber äusserst spärlich (vgl. Proben 3, 4 und 5). Wie die Schotter, so sind auch die Moränen nicht eindeutig einem einzigen Vorstoss zuzuordnen. Um das Ueberfahrungsgebiet des Gletschers auch kartierungsmässig darstellen zu können, wurden als Moräne auch vermutlich nur wenig mächtige Gletscherschuttreste und kleinere Relikte ausgeschieden. Ueber die Mächtigkeit lassen sich nur dort Angaben machen, wo das Pleistozän von Bohrungen durchfahren wurde.

Im Aaretal lässt sich Moränenbedeckung auf der Ebene N Niedergösgen ausscheiden. Aufschlüsse finden sich - wie auch in der Gegend um Balmis N Winznau - keine, so dass allein die Bodenbeschaffenheit mehr oder weniger vage Anhaltspunkte liefert. Die Auflagerungshöhe schwankt bei Balmis zwischen 430 und 480 m und N Niedergösgen zwischen 400 und 510 m.

Erfassbare Moränenreste im eigentlichen Faltenjura treffen wir bei Rütimatt NW Stüsslingen, N des Gugen E Rütimatt, N Guschenweid bei P. 668, am Wallmattberg bei P. 780.3, SE Rotholz bei P. 789, W des oberen Sennhof bei P. 799 bis auf eine Höhe von 805 m und W Rumismatt ESE Kienberg bis auf eine Höhe von knapp 850 m. Flächenmässig relativ gross ist das Relikt auf Burg (Probe 4) von 720 bis 775 m.

Weit verbreitet finden sich die Moränenablagerungen im Tafeljura. Besonders das Plateau N Anwil trägt bis gegen den Tiersteinberg recht viele, wohl nur geringmächtige Reste.

Im N des Untersuchungsgebietes wurden durch alpine Gerölle dokumentierte Relikte bis auf eine Höhe von ca. 730 m gefunden.

Ueberwiegend lehmiger Habitus kann kaum ausgeschieden werden, besonders nicht, wenn die Moräne auf Mergeln des Oxfordian oder Miozän liegt.

BRAUN (1920, p. 244) beschreibt vom Tiersteinberg bis beinahe in die Kulminationsgegend (Gipfel 749 m) Quarzite, die er, wohl mit Recht, als Zeugen der grössten Vergletscherung betrachtete. Bei der Erstellung eines Weges 1966 konnten am Südabhang des Tiersteinberges bis auf eine

Höhe von ca. 730 m eindeutig alpine Gerölle in sandig-lehmiger Matrix aufgefunden werden (grüner Granit, Diorit, Flyschsandsteine, alpine, z.T. eisenschüssige Sandkalke, sandige Kalke, Kieselkalke usw.). Es fehlen also, soweit feststellbar, Gesteine des Schwarzwaldes. Die aufgefundenen Gerölle erreichen höchstens Eigrösse und sind meist relativ gut gerundet. Rezentere anthropogene Hertransport kann ausgeschlossen werden, da sie bis 50 cm tief unter der Bodenoberfläche am Weganschnitt angetroffen wurden. Auffallend ist, dass diese Gerölle im Gegensatz zu denen der Proben 3 (Stritmatt) und 4 (Burg) nur sehr geringe Anzeichen von Entkalkung zeigen; wohl deswegen, weil es sich am Tiersteinberg nicht um oberflächlich freiliegende, sondern in der lehmigen Matrix mehr oder weniger vor der Verwitterung geschützte Geschiebe handelt.

MOHLER (1936) konstatierte auf dem Wittnauer Horn das Fehlen einer glazialen Aufbereitung wie auch von Quarzkörnern im Verwitterungslehm. Die bei Grabungen 1934/35 zutage geförderten weissen Quarzitgerölle von Ei- bis Kopfgrösse aus der prähistorischen Kulturschicht deutet er als Schleudersteine und bis zu 30 kg schwere Blöcke als Mühlsteine. Ferner wurden alpine Granite, Gneise, Flyschsandsteine und Kieselkalke, ebenso Buntsandsteine, rote Quarzporphyre und Granite des Schwarzwaldes mit anthropogenen Spuren gefunden. Für sämtliche dieser Gesteine nimmt MOHLER menschlichen Hertransport an.

Auf Grund der ebenfalls im Zuge dieser Ausgrabungen beobachteten glazialen Reste - hauptsächlich Lehm mit Geröll - auf Buschberg (MOHLER, p.158) und des Vorkommens von Geröll auf dem Tiersteinberg muss infolge der Höhenlage eine Eisüberprägung jedoch auch für das Wittnauer Horn angenommen werden, deren Zeugen aber sekundär der Erosion zum Opfer gefallen sein dürften.

Auf Buschberg betrug die Ablagerung in einem Sondierschlitz eines Grabhügels, Koord. 638 400/259 290 (schriftliche Mitteilung von Dr. W. MOHLER) ca. 1 m, bestehend vornehmlich aus Lehm mit Hauptrogensteingeröll, Quarziten und als Unikum einem Assilinengrünsandstein.

Auf dem Plateau zwischen Kienberg, Wittnau und Oberhof liegt das höchste Vorkommen von Moräne N Cholen auf ca. 710 m.

Grosse Ausdehnung erreicht die Rissmoräne zwischen Wölflinswil und Oberhof. Aus diesem Gebiet sind wir durch Bohrungen der Studiengesellschaft um 1930 - 1940 gut orientiert über die Mächtigkeit und Ausbildung des Glazialschuttes. In Fig. 20 seien einige dieser Bohrungen im Quartärbereich zusammengestellt. Die lithologische Beschreibung erfolgte nach Profilaufnahmen von AMSLER aus den Jahren 1936/39 und lässt, da die Abteufung zur Abklärung des Eisenoolithkomplexes diente, in ihrer Ausführlichkeit zu wünschen übrig.

Anhand der Pressung des Lehmmaterials im unteren Teil der Moräne von Schürfung 139 und Bohrung 213 lässt sich eine Zweiteilung durchführen. Bohrung 213 zeigte unter 11 m normaler Moräne:

- 1.00 m dunkelgrauer, z.T. sehr fest gepresster Mergel mit bis zu 5 cm dicken Holzresten. Geschiebe von Effingerschichtenkalken, Muschelkalk, Hauptrogenstein, eisenoolithischem Variansmergelkalk und runden Quarzitgeröll (aus Helvetian aufgearbeitet?), meist mm- bis faustgross.
- 0.60 m gelbbrauner, sehr fest gepresster Lehm, Geschiebe vor allem Malm.
- 0.40 m gelber Mergel mit runden Quarzitgeröll bis zu 8 cm. Auflagerung auf Effingerschichten.

Eine maximale Stärke im Kartierungsbereich wurde in Bohrung 215 mit 15.5 m durchfahren. NE Wölflinswil, im Junkholz, durchteufte Bohrung 205 sogar 31.6 m Moräne, ohne deren Basis zu erreichen. Wie weit es sich hier allerdings um eigentliche, und nicht um verschwemmte oder verrutschte Moräne handelt, kann nicht entschieden werden.

AMSLER erwähnt Moränenmaterial, das in Bohrungen unter der heutigen Talsohle angetroffen wurde. "Ohne Zweifel" will er in einem W des Kirchhügels von Wölflinswil vermuten, heute mit Moräne gefüllten alten Tal das präglaziale Haupttal von Wölflinswil sehen, das seine frühere Abzweigung vom heutigen Tallauf in der Gegend des Chilchmet gehabt hätte (1931). Würde diese Annahme stimmen, so hiesse das, dass diese Passage, die präglazial tiefer ausgeräumt gewesen wäre als die heutige, z.T. selbst noch von Moränenmaterial gefüllte Talsohle, durch eine Moräne von gegen 40 m Mächtigkeit eingedeckt wäre. Ein Umstand also, der diese Hypothese von AMSLER, die durch keine Bohrung bestätigt ist, reichlich fraglich erscheinen lässt.

In den Bohrungen besteht das Moränenmaterial meist aus braunem, graublauem bis olivgrauem, tonigem, z.T. sandigem, meist siltigem Lehm mit wechselnd häufig eingestreuten z.T. gekritzten Geschieben hauptsächlich jurassischer, untergeordnet alpiner Provenienz. Oft lässt sich eine Aufarbeitung oder Umlagerung des überfahrenen Anstehenden beobachten.

Tabelle 4: Zusammenstellung der mir bekannten Erratiker des Arbeitsgebietes

Lokalität und Koordinaten	Dimensionen (cm)	Lithologie	Herkunft	erwähnt bei
Ergolztal 637 270/254 850/530	65/50/50	Granitgneis	Mt. Rosa-Decke	Strübin 1916
Heute in Anwil 637 760/255 530				Schmassmann 1955
Sodägerten S Oltingen 637 780/252 620/825	90/50/40	Aplit	?	Schmassmann 1955
Buschberg 638 700/259 475/675	140/110/80	Hornblendegneis bis Amphibolit	Südseite des Aarmassivs	F. Mühlberg 1878
Wölflinswil 642 050/256 650/455	? nicht mehr vorhanden	"Valorsine"- (=Vallorcine) Konglomerat	Wallis	Amsler 1931
Obererlinsbach Gasthof Kreuz ehemals: 641 100/250 100/520	240/200/100 als Brunnen be- arbeitet	grobkörniger Granit	Mt. Blanc ?	F. Mühlberg 1878

Der Findling vom Buschberg wurde bereits von F. MÜHLBERG (1878, p.93) als Diorit von 6 Kubikfuss, derjenige vom Gugen (heute in Obererlinsbach) als Granit, genannt "der Stein", von 150 Kubikfuss erwähnt.

Bei einer zusammenfassenden Betrachtung der Rissmoränenbildungen sind als wahrscheinlich älteste Zeugen die Ablagerungen auf dem Plateau NNW Niedergösgen zu interpretieren. Daneben sind hier aber auch noch Relikte der sich in der Endphase zurückziehenden Eismassen vorhanden.

Als Vorstossmoräne ist wohl die Einlagerung zwischen den zwei Solifluktionsschottern bei der Säge von Wittnau, Probe 5, (vgl. p.88/89) zu deuten, indem der Gletscher damals aus NE von Frick her zu einer Zeit vorgestossen wäre, als wohl Eismassen via Aaretal über den östlichen Jura vorgedrungen waren, die Barrieren der Schafmatt (791m) und Salhöchi (779m) jedoch noch nicht überwunden hatten. Theoretische Erwägungen über das Gefälle des damaligen Gletschers scheinen diese Möglichkeit zuzulassen. Gegen Frick zu würde diese Moräne den von MÜHLBERG (1878, p.26) und BRAUN (1920) beschriebenen Vorkommen auf der oben erwähnten Schotterzunge zwischen Oberfrick und Frick entsprechen.

Erst die Relikte des Faltenjura und die Moränen der beiden Tafeljura-plateaux sind Dokumente des Hochriss, das bei seinem Maximalstand – der Endmoräne von Möhlin entsprechend – im Faltenjura des Untersuchungsgebietes einzig die Kuppen des Barm (910 m), Leutschenbergs (925 m) und der Geissflue (962.9 m), in der Schuppenzone die Spitzen des Stellichopfs (865 m), des Schnäpfenflüelis (878 m) und der Räbnen (875 m) eisfrei gelassen haben dürfte.

Das höchste Vorkommen auf Rumismatt, wo Moränenrelikte bis auf 850 m festgestellt werden konnten, dürfte eine obere Grenze des Eisstandes dokumentieren. Dieser Stand liegt um einiges höher, als ihn HANTKE (1965) angenommen hatte.

Der ganze Tafeljura des Arbeitsgebietes dürfte im Hochriss unter Eis gelegen haben. Einzelne Autoren (R. FREI 1912, A. HEIM 1919, R. HANTKE 1965) lassen den Tiersteinberg (749 m) bis 100 m über das Eis hinausragen. Grössere Moränenreste sind in unserem Gebiet aber bis auf 700 m beobachtbar, und BRAUN (1920, p.224) beschreibt Quarzitgerölle vom Tiersteinberg, die er einer zeitweisen Vergletscherung zuordnet. Im Gegensatz zu MOHLER (schriftliche Mitteilung) scheint uns die Interpretation dieser hochgelegenen Quarzitgerölle als pliozäne Wanderblockformationsreste wenig plausibel, vor allem weil am Tiersteinberg ausser den beschriebenen Quarziten noch andere alpine Gerölle aufgefunden werden konnten (vgl. p. 90).

Wie auch die lithologischen Analysen von Stritmatt und Burg (Proben 3 und 4) gezeigt haben, bestehen diese relikthischen Moränen aus 64 - 70 % Quarzgesteinen, ohne dass ihnen deshalb Rissalter abgesprochen werden dürfte. Ein prozentual grosser Anteil von Quarziten und Quarzgeröllen kann sicher nicht absolut auf eine Formation hindeuten, sondern ist vielmehr Ausdruck der langen

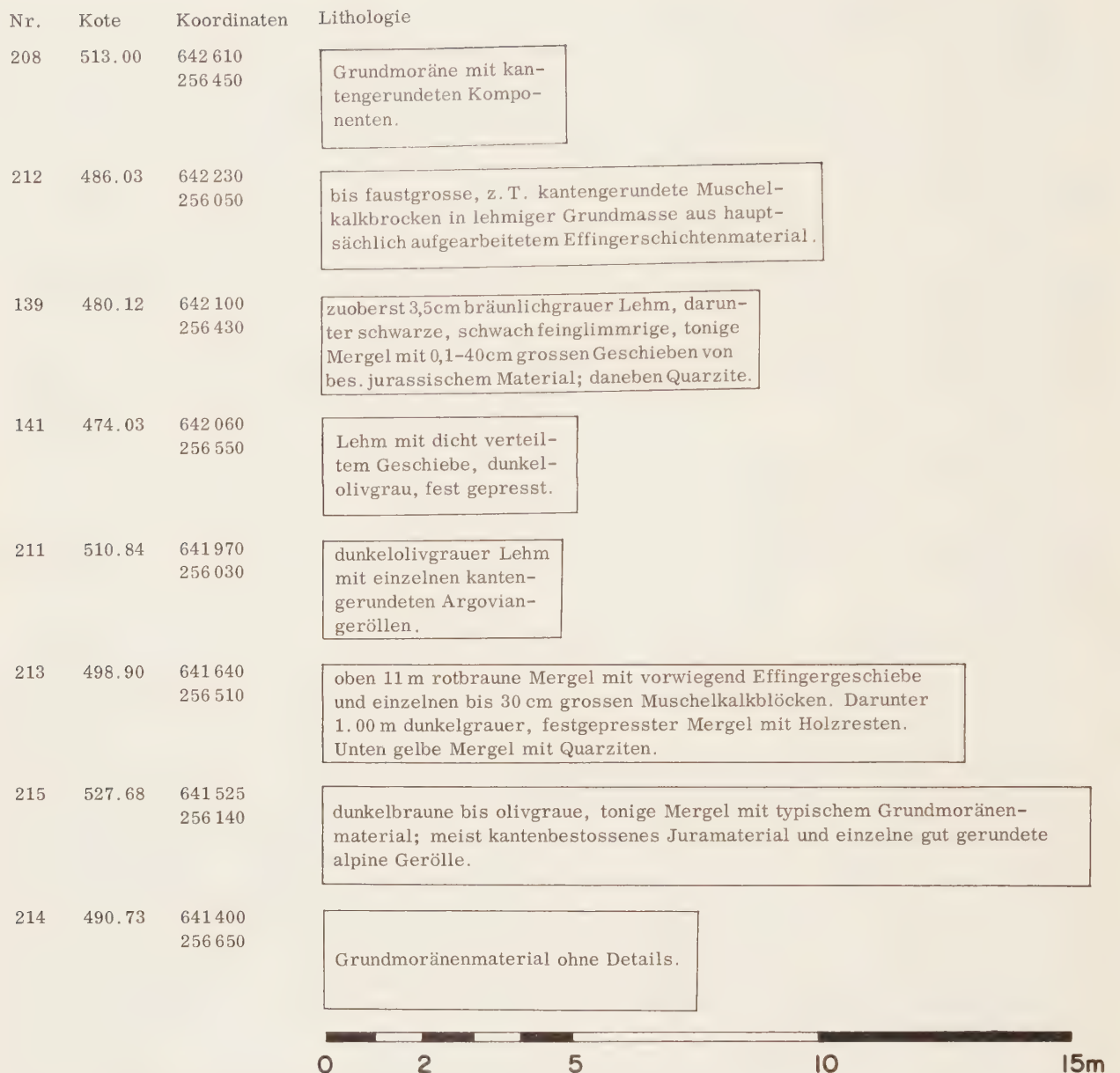


Fig. 20 Zusammenstellung von Bohrungen in Rissmoräne im Wölflinswilertal.
Nach Aufnahmen von A. Amsler

Verwitterungsexponiertheit der Ablagerung, die eine Selektion entsprechend der Verwitterungsanfälligkeit zur Folge hatte. Unter diesem Gesichtspunkt sind daher auch die Resultate der Proben 3 und 4 zu betrachten.

Auffallend sind die gehäuft auftretenden Moränenflächen zwischen Wölflinswil und Oberhof, die bereits HANTKE (1965) als Anzeichen für ein Rückzugsstadium betrachtete und mit einer in der Gegend von Koblenz stirnenden Phase in Verbindung brachte. In der Gegend von Kienberg dürften diesem Stadium die Moränen NW P. 592.5 und auf der linken Talseite NW Ussefeld und ESE P. 606.6 entsprechen. Durch Bergsturzmaterial und Gehängeschutt wurde hier das morphologische Bild verdeckt. Vage andeuten lässt sich dieses Stadium noch N Oltingen um Widacher.

Diese Ansicht erhärten einige Bohrprofile, ausgeführt für die Studiengesellschaft, durch den Nachweis der grossen Mächtigkeit und zweier sich durch die Lagerungsfestigkeit unterscheidender Morärentypen, wobei der gepresste und festgelagerte untere Moränenabschnitt einer prämaximalen bis maximalen Eisstandgrundmoräne, der obere Teil einer Grund- bis Stirnmoräne des abschmelzenden oder nochmals vorstossenden postmaximalen Rhonegletschers zugesprochen werden darf (vgl. p. 90 und Profile 139 und 213 in Fig. 20).

4. Löss

Eindeutig äolischer Löss konnte einzig S Vordere Sören, Koord. 640 800/246 900, mit charakteristischer Gastropodenfauna festgestellt werden:

Helicigoma (Arianta) arbustorum (LINNÉ)

Trichia hispida (LINNÉ)

Pupilla muscorum densegyrata LOZEK

Succinea (Succinella) oblonga DRAPARNAUD

Auf der ganzen Ebene des Buerwaldes und Buerfelds finden sich verlehnte, verschwemmte Lössbildungen, in denen keine Gastropoden gefunden werden konnten, die aber keine Geschiebe führen und somit nicht als Moränen angesprochen werden dürfen.

Für die Abdichtung des Kanals des Kraftwerkes Olten-Gösgen in über dem ursprünglichen Terrain gelegenen Abschnitten wurde aus diesem Vorkommen sandiger Lehm ausgebeutet; für den Lehmkern des Dammes, dessen Gesamtkubatur ca. 45 000 m³ ausmacht, kam ein sandschüssiger Lehm zur Verwendung, der aus einer 800 m weit entfernten Grube gewonnen wurde (Schweiz. Bauzeitung, 75. Bd., 1920, p. 95/96). Es handelt sich dabei um die heute grösstenteils wieder aufgefüllte Grube im Stöckfeld NE Obergösgen, Koord. 639 400/246 750, wo schätzungsweise gut 5 m in die Tiefe geschürft wurde, die verschwemmte Lössdecke also eine beträchtliche Mächtigkeit aufweist.

Für das Alter dieser Lössvorkommen liegen keine strengen Beweise vor. Der Umstand allerdings, dass sie - zum grossen Teil verschwemmt - auf Ablagerungen der Risseiszeit liegen und auf den tiefer liegenden, jüngeren Würmschottern nicht vorhanden sind, deutet auf ein prätürmisches Alter.

5. Niederterrassenschotter

Die unter diesem Begriff zusammengefassten extramoränischen Schotterbildungen der Würmeiszeit erfahren von ihrer normalen Ausbildung im Aaretal gegen den Fuss der Gugen- und Rebenfluekette hin durch immer stärkere Beimengungen von lokalem Juramaterial Abweichungen, so dass in den Tälchen von Lostorf und Stüsslingen die Schotter kaum mehr als solche erkannt und schwer von verschwemmtem und ausgewaschenem jüngerem Gehängeschuttmaterial unterschieden werden können. Da Aufschlüsse fehlen, kann dieser Uebergang jedoch nicht verfolgt und im einzelnen nachgewiesen werden.

Aufschlüsse in eigentlicher Niederterrasse finden sich in den Gruben N Oberhard bei Obergösgen (Proben 1 und 2) und im Birch S Niedererlinsbach. Hier liegt der lagenweise mit Sandschmitzen und -linsen gespickte, oft kreuzgeschichtete, ca. 15 m mächtig aufgeschlossene Kies so locker, dass er mit Wasserstrahlkraft abgebaut werden kann.

Normalerweise ist eine leicht gegen W bis SW fallende, dachziegelartige Einordnung zu erkennen.

Das Akkumulationsniveau liegt im Birch ca. 30 m, im Oberhard ca. 20 m über dem heutigen Aareniveau. Im Gebiet S von Lostorf sind die Verhältnisse wegen der Ueberschüttung mit Seitenbachmaterial nicht klar entscheidbar.

Ueber die Auflagerungsverhältnisse der Niederterrasse sind wir im Gebiet des Kanals des Kraftwerkes Olten-Gösgen durch zahlreiche Bohrungen aus der Projektionszeit gut orientiert. Der Motor-Columbus AG & Co., Baden, danke ich an dieser Stelle für die erhaltene Einsicht in das Aktenmaterial.

Zum grössten Teil wurde in den 55 Bohrungen im Kanalabschnitt des Untersuchungsgebietes eine direkte Auflagerung des Niederterrassenschotters auf den anstehenden Malm - meistens Crenularisschichten - beobachtet. Meist zeigte der Fels an der Obergrenze eine bis 80 cm starke, mit Lehm durchwirkte, wohl interglaziale Verwitterungsschicht.

Einzig in 8 Löchern wurde eine maximal 5.20 m erreichende, stark lehmige, fest gepresste Rissmoräne zwischen Niederterrasse und Malm durchteuft. Ueber die Mächtigkeitsverhältnisse des Pleistozäns dieser Gegend orientiert Fig. 21.

Oft wurde eine in der Regel 0.5 - 1.5 m, als Ausnahme 4 m starke rote bis braune, sandig-siltig-lehmige Deckschicht als Ueberflutungsrückstand der postwürmischen Aare festgestellt.

Interessant war der Abschnitt des Steg-Bachdeltas, das der Kanal ENE Obergösgen quert. Als Erosionsfüllung in der Niederterrasse zeigten sich grobe, bloss kantengerundete Jurageschiebe mit

relativ steil nach SW einfallender Schichtung. Als Wirkung des kalkreichen Wassers des Steg-Baches ist der zu löcheriger Nagelfluh verbackene Niederterrassenschotter zu deuten, auf dem heute die Ruine Obergösgen steht.

B GERÖLLSTUDIEN: UNTERSUCHUNGSMETHODEN

1. Beschreibung der Sammelstationen

Sämtliche Kiesgruben des Arbeitsgebietes wurden in die Untersuchung einbezogen. Da Moränen nur in einem Aufschluss vorhanden sind, wurden 2 Proben auf Aeckern auf möglichst kleiner Fläche gesammelt.

Niederterrassenschotter:

- Oberhard, NW Obergösgen (Proben 1 und 2):
Die Gerölle wurden am Vortrieb in der nördlichen Grubenecke entnommen, wo insgesamt ca. 6 m Kies aufgeschlossen sind; Probe 1 wurde der 2 m messenden, Verwitterungseinflüsse aufweisenden Deckschicht entnommen, die von Grobkies mit Steinen in erdiger Matrix gebildet wird.
Darunter folgen 4 m Kies in sandiger Grundmasse, mit leicht dachziegelartiger Struktur ca. 10° gegen NW einfallend. Probe 2 entstammt der Mitte dieses Abschnittes.

Rissmoräne:

- Stritmatt, NE Anwil (Probe 3):
Auszählung von 200 ortsfremden Geröllen als Ackerlese. Es wurden nur sicher ortsfremde Komponenten berücksichtigt, um postglazialen Gehänge- und Solifluktionsschutt auszuschliessen. Die Grosszahl der Gerölle erwies sich als stark entkalkt. Das benötigte Material in der berücksichtigten Grössenklasse konnte auf einer Fläche von 50 x 100 m gesammelt werden.
- Burg, SSW Oberhof (Probe 4):
Ackerlese auf der E-Seite des Burgsattels, Gemeinde Oberhof. Auch hier wurde die Auszählung auf ortsfremde Gesteine beschränkt, d.h. die Triaskomponenten wurden ausgeschieden. Eine mengenmässige Zählung ergab 25–30 ortsfremde Gerölle pro m², also eine recht grosse Dichte. Noch viel extremer als bei Probe 3 erwiesen sich sämtliche Gerölle als total entkalkt. Da an den Sammelstellen der Proben 3 und 4 Aufschlüsse fehlen, kann über die Lagerungsverhältnisse keine Angabe gemacht werden. Wahrscheinlich ist die Mächtigkeit an beiden Lokalitäten gering, und der gesamte Moränenrest dürfte stark verwittert sein.
Es sei ausdrücklich betont, dass die Proben 3 und 4 wegen ihrer oberflächlichen Lage und der damit verbundenen extremen Verwitterungsexponiertheit nicht als typische Vertreter von Moränen aufgefasst werden dürfen. Mangels Aufschlüssen wurden diese Auszählungen aber gleichwohl ausgewertet.
- Säge, SW Wittnau (Probe 5):
Dieser interessante Aufschluss von 21–25 m Mächtigkeit wurde bereits auf Seite 88/89 eingehend beschrieben. Die Probe wurde der 2–2.5 m mächtigen Moräne im mittleren Teil der Schottergrube entnommen.

Rissschotter:

- Balmenrain, NE Wittnau (Probe 6):
Dieser nur 1.5 km von der Lokalität der Probe 5 entfernte Schotteraufschluss zeigt eine ganz andere Ausbildung. Waren im vorherigen Aufschluss nur unverkittete Geschiebe beobachtbar, so wird hier der Grossteil der verlassenen Grube von stark verkittetem, sandigem Schotter gebildet.
- Rebenfeld, E P.469 (Proben 7 und 8):
Der Aufbau dieser Grube wurde auf p. 88 an ihrem N-Ende im Detail beschrieben. Auffallend ist das Fehlen von Fein- und Mittelsand und die häufig auftretende Braunfärbung des Feinmaterials. Im unteren Teil der Grube kann ein Schichtfallen von ca. 5° gegen NW beobachtet werden.

- Rebenfeld, SW P.476 (Probe 9):
Die Gerölle wurden aus der Mitte der 5-6 m mächtig erschlossenen Kiesgrube beim Schützenhaus Lostorf entnommen (vgl. p.87).
- Buerfeld, (Proben 10, 11, 12):
Durch starke Ausbeutung wird in letzter Zeit das Bild dieser Grube stark verändert. Zur Zeit der Probenentnahme waren 12 m aufgeschlossen. Probe 10 wurde 10 m, Probe 11 7 m und Probe 12 4 m unterhalb des Grubenoberrandes gesammelt.
Das Schotterwandbild ist charakterisiert durch relativ viele verkittete Lagen und bis 15 cm mächtige, bis 10 m lange Sandlinsen (vgl. p.87).
- Müllichopf, (Proben 13, 14, 15):
Als grösster Aufschluss in den Risschottern des Gebietes präsentiert sich die Grube S Müllichopf mit einer Höhe bis zu 25 m als mannigfaltige Wechsellagerung von losen und - besonders in der unteren Hälfte - z.T. linsenartig, z.T. bis 5.5 m mächtig schichtweise verkitteten Schottern und Sandschmitzen.
Probe 13 wurde 1.5 m, Probe 14 4 m und Probe 15 7 m über der Basis der Grube gesammelt.
Diskordant über dem Schotter liegt lokal bis 1 m mächtiger, verschwemmter, lehmiger Löss.

2. Geröllentnahme

An jeder Station wurden - je nach Ausmass des Aufschlusses - 1-3 Proben à 200 Geröllen horizontal wahllos gesammelt, indem aus einem ca. 20 cm starken Schichtpaket Gerölle in einen Sack gelöst und daraus anschliessend 200 Stück ausgemessen und soweit möglich an Ort lithologisch bestimmt wurden. Es wurden nur Komponenten von mindestens 10 mm Durchmesser berücksichtigt, um auch auf den petrographischen Charakter der Proben eingehen zu können.

Ähnliche Methoden wurden verschiedentlich in der Literatur beschrieben und erwiesen sich zur Charakterisierung eines Schotters als ausreichend.

3. Geröllform

Zur Bestimmung der Geröllform wurden mit der Schublehre die die Form bestimmenden 3 Durchmesser a, b und c gemessen, wobei a die grösste, c normal dazu die kleinste und b die zu a und c normale Achse umschreibt.

Anhand der 3 gemessenen Durchmesser a, b und c wurden zur graphischen Darstellung daraus die beiden Achsenverhältnisse b/a und c/b berechnet. Da $a \geq b \geq c$, erreichen diese Werte maximal 1.

Nach der Methode von ZINGG (1935, p.54) wurde als Grenzwert der 4 Formentypen das Achsenverhältnis $2/3$ angenommen, so dass sich folgende Zuordnung ergibt:

I	flach	$b/a > 2/3$;	$c/b < 2/3$
II	kugelig	$b/a > 2/3$;	$c/b > 2/3$
III	stengelig	$b/a < 2/3$;	$c/b > 2/3$
IV	flachstengelig	$b/a < 2/3$;	$c/b < 2/3$

In Tafel VI wurden die berechneten Werte als Punkte in einer von 0 - 1.0 zehngeteilten Skala eingetragen. Flächen mit bestimmten Punktkonzentrationen pro Einheitsquadrat wurden zusammengefasst und durch entsprechende Signaturen hervorgehoben.

Folgende Intervalle wurden berücksichtigt:

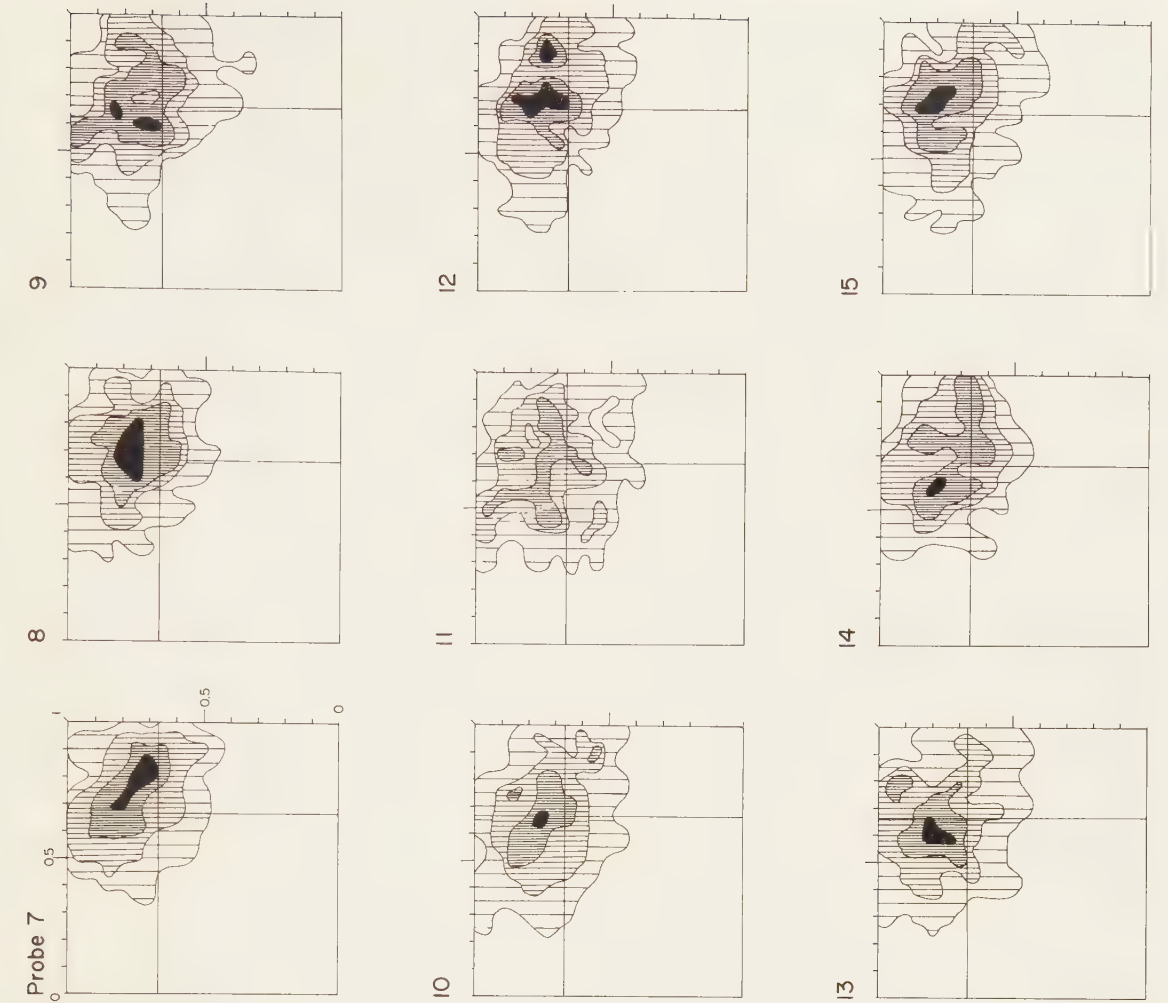
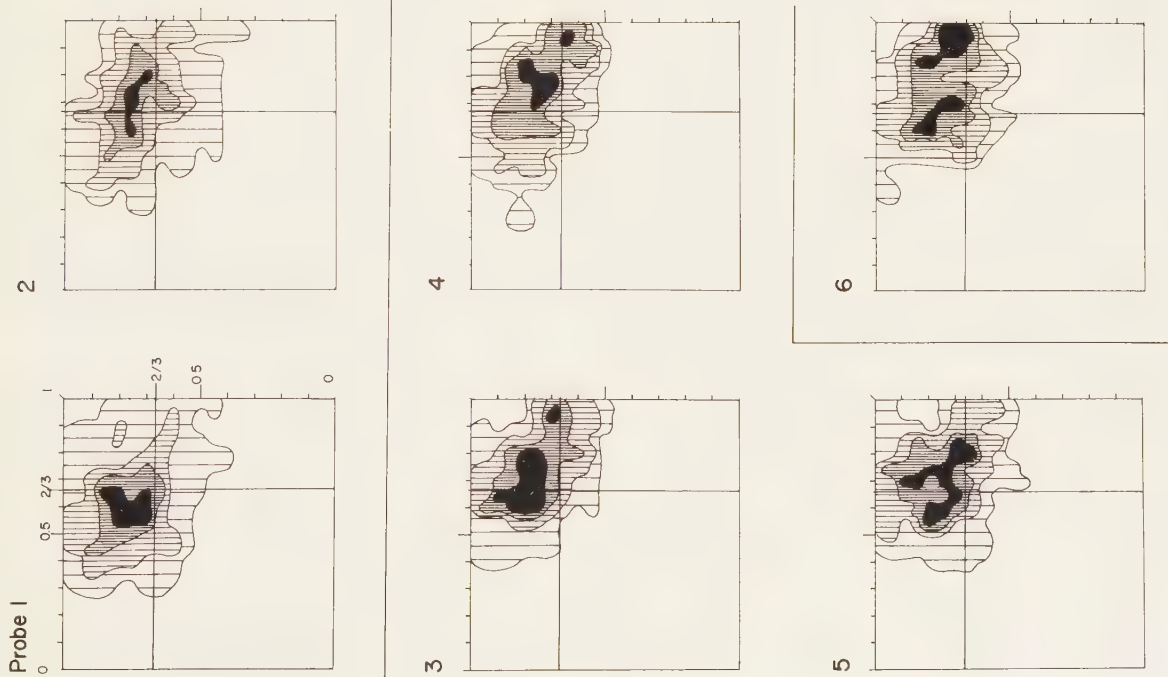
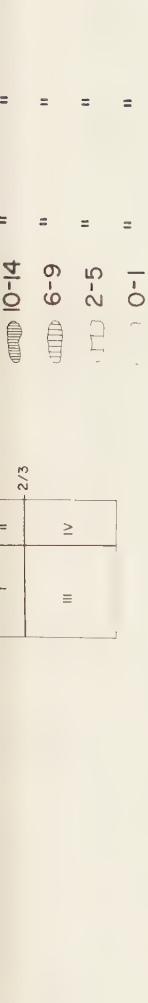
0 - 1 Punkt / Einheitsquadrat	10 - 14 Punkte / Einheitsquadrat
2 - 5 Punkte / Einheitsquadrat	15 Punkte / Einheitsquadrat
6 - 9 Punkte / Einheitsquadrat	

Dadurch lässt sich ablesen, in welchen Klassen sich hauptsächlich die Geröllformen der Probe befinden.

4. Rundungsgrad der Gerölle

Anhand einer Tabelle von KRUMBEIN/WADELL (1941) wurde im Felde der Abrollungsgrad der Gerölle nach einer Skala von 1-10 bestimmt, wobei 1 eckige und 9 vollkommen abgerollte,

Tafel VI Geröllformdiagramme



nur von konvexen Formen begrenzte Gerölle bezeichnet. Rundungsgrad 10 umfasst jene Geschiebe, die beim Transport oder infolge Verwitterung zerbrochen sind und deshalb objektiv keiner Klasse von 1-9 zugesprochen werden können.

Die Rundung, als von der Geröllform unabhängiges Charakteristikum, erwies sich damit als einfach und zuverlässig erfassbar. Die von ZINGG bevorzugte Einteilung nach SZADECKY (1933), welche mit dem Verhältnis der konkaven, konvexen und planen Flächen eines Gerölles operiert, eignet sich meiner Meinung nach schon deshalb nicht, weil dabei wohl der Abrollungsgrad eines Geröllquerschnittes, nicht aber die Rundung des gesamten Körpers erfasst wird.

Die Einteilung von E. DAL VESCO (in NIGGLI, 1952, p. 127) vereinfacht das Schema von KRUMBEIN und berücksichtigt nur 6 Rundungsklassen. Es zeigte sich jedoch, dass die genauere Einteilung von KRUMBEIN/WADELL im Felde ohne Schwierigkeiten verwendet werden kann. Zwar schliesst auch diese Methode subjektive Faktoren ein, die aber nicht stärker ins Gewicht fallen als bei andern Klassifikationsversuchen. Zudem bildet der Zeitfaktor bei dieser optischen gegenüber den rechnerischen Bestimmungen einen grossen Vorteil. Wesentlich ist ebenfalls, dass die Skala von KRUMBEIN/WADELL sehr allgemeine Verbreitung besitzt und die Werte daher gut verglichen werden können.

5. Lithologische Bestimmung

Die Herkunftsbestimmung wurde dadurch erschwert, dass zahlreiche Komponenten aus der tertiären Nagelfluh aufgearbeitet worden sein können. Mit Ausnahme gewisser kristalliner Gesteine kann jedoch die sekundäre Umlagerung kaum sicher bewiesen werden.

Soweit möglich wurden am Sammelpunkt die Gerölle petrographisch bestimmt. Dies erwies sich vor allem für die jurassischen Gesteine und nicht näher definierbare Gangquarze und Quarzite als zulässig. Die übrigen wurden am Geologischen Institut in Zürich gesägt und angeschliffen und wenn möglich unter Beiziehung von regionalen Spezialisten ausgewertet. An dieser Stelle möchte ich Herrn Prof. Dr. F. DE QUERVAIN für die Bestimmung des Kristallins und Herrn C. COLOMBI für die Hilfe am Material aus dem Helvetikum bestens danken.

6. Pollenanalyse

Für palynologische Untersuchungen eignete sich allein die Moräne SW Wittnau (Probe 5), aus deren lehmigem Material von unten und oben je eine Probe untersucht wurde. Sandig-siltige Ton-schmitzen in verschiedenen Schottergruben erwiesen sich als viel zu pollenarm.

Bei den Proben wurden zunächst mit Salzsäure die Karbonate entfernt, dann mit Flussäure die Silikate gelöst und die Schwereretrennung in Bromoform ausgeführt. Die gereinigte Leichtfraktion wurde mit Glycerin versetzt.

C GERÖLLSTUDIEN: AUSWERTUNG UND RESULTATE

1. Geröllformdiagramme

Obschon das Resultat unserer Messungen insofern negativ ausfiel, als keine signifikanten Unterschiede zwischen den einzelnen untersuchten Quartärbildungen feststellbar waren, seien die Diagramme gleichwohl in Taf. VI als Dokumente für spätere Vergleiche festgehalten. Arbeiten mit entsprechenden Darstellungen fehlen, so dass Anhaltspunkte für eine grössere Rahmenbetrachtung nicht vorhanden sind. Eine prozentuale Zusammenstellung der einzelnen Proben ergibt:

Probe	Formklassenanteil in %				Mittelwerte der Gruppen			
	I	II	III	IV	I	II	III	IV
1	50.5	27.5	14.5	7.5	42.2	33.5	17.3	6.5
2	34	39.5	21	5.5				
3	32	52	15	1				
4	32.5	44	19.5	4	32.4	47.8	16.5	3.3
5	32.5	47.5	15	5				
6	26	57	13	4				
7	32	46	17	5	31.3	48.2	15.7	4.8
8	36	41.5	17	5.5				

Probe	Formenklassenanteil in %				Mittelwerte der Gruppen			
	I	II	III	IV	I	II	III	IV
9	37.5	34	20.5	8	36.1	36.5	18.7	8.7
10	37	32	20	11				
11	36	33	17	14				
12	29	45.5	20.5	5				
13	42.5	33.5	15	9				
14	36	36	19	9				
15	35	41.5	19	4.5				

Es zeigt sich, dass der Hauptanteil der Schotter und Moränen in meinem Gebiet von den Klassen der isometrischen (II:27.5 – 57%) und der flachen (I: 26 – 50.5%) Gerölle gebildet wird, während die flachstengligen (III: 13 – 21%) mit den noch minder vertretenen stengligen (IV: 1 – 14%) Formen eine nur untergeordnete Rolle spielen. Es fällt auf, dass der Formenunterschied trotz verschiedenen Alters und unterschiedlicher Genese der Proben nicht klarer zum Ausdruck kommt. So unterscheiden sich die Proben 3 – 5, die risseiszeitlichen Moränenbildungen zugeordnet werden, kaum in der Formzusammensetzung von riss- und würmeiszeitlichen Schottern.

2. Rundungsdiagramme

Zur Darstellung von Rundung und Lithologie wurden Säulendiagramme gewählt. Der Vorteil dieser Darstellung liegt vor allem in der direkt prozentualen Ablesbarkeit der einzelnen Faktoren. Da die Abrundung mit Form und Lithologie verglichen werden wird, sei auf die betreffenden Kapitel unten verwiesen.

Ein Charakteristikum lässt sich jedoch allein mit der Rundung schon deutlich herausformen und erlaubt eine Gruppierung der Proben 1 - 2, 3 - 5, 6, 7 - 8, 9 - 15.

Zu diesem Zweck seien die nach der Methode KRUMBEIN/WADELL bestimmten Rundungen tabellarisch in Prozenten zusammengefasst:

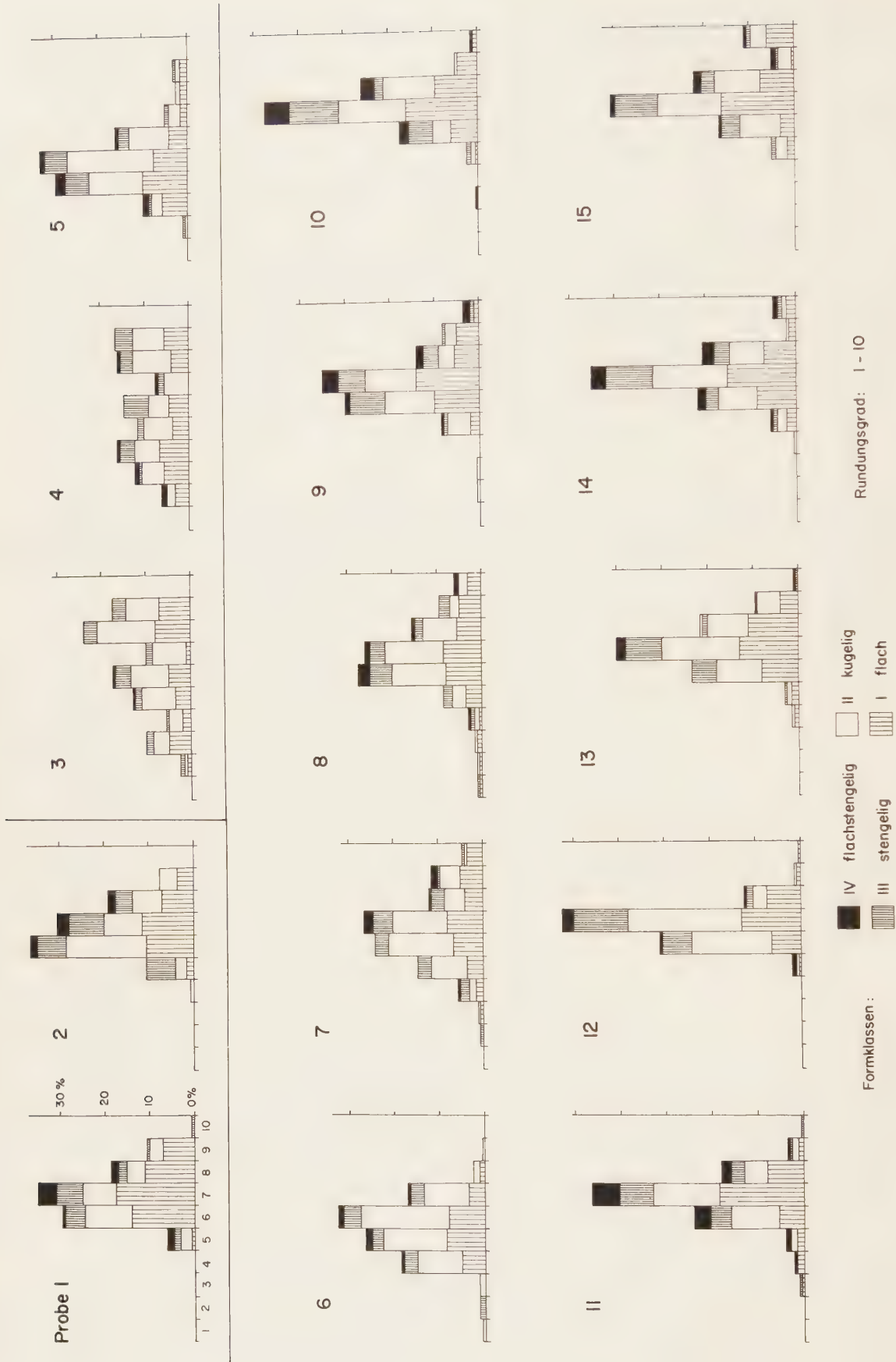
Probe	Rundungsklasse										mittlere Rundung
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
1	-	-	-	-	6	29	35	18	11	1	6.96
2	-	-	-	1	6	36	31	19	7	-	6.82
3	-	5	10	5	13	17	10	23	17	-	6.34
4	-	7	11	16	12	14	7	16	17	-	5.85
5	-	1	10	29	33	16	6	2	3	-	4.94
6	0.5	1	1	18	26	33	17	3	0.5	-	5.53
7	-	1	1	6	15	24	27	12	12	2	6.54
8	1	1	1	3	9	28	26	15	10	6	6.62
9	-	0.5	0.5	-	9	30	35	15	7	3	6.75
10	-	-	1	-	2	17	47	26	5	2	7.11
11	-	-	1	2	4	24	46	18	4	1	6.84
12	-	-	-	-	2	30	53	12	2	1	6.82
13	-	-	-	1	1	17	37	21	19	4	7.38
14	-	-	-	1	6	23	43	20	2	5	6.85
15	-	-	-	-	5	16	41	22	5	11	7.07

Der mittlere Rundungswert der einzelnen Proben wurde nach der Formel

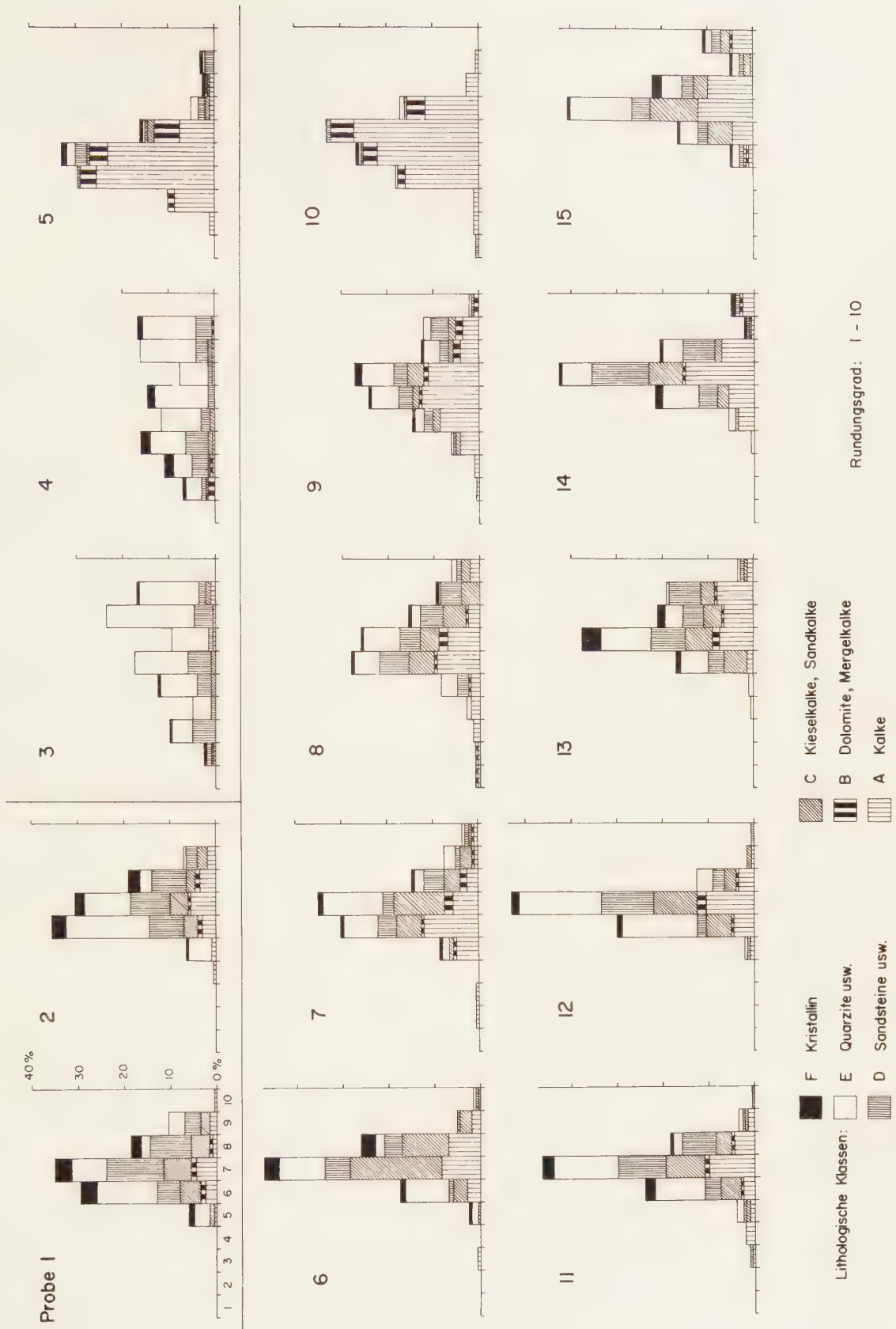
$$\frac{(x_1 \cdot 1) + (x_2 \cdot 2) + \dots + (x_8 \cdot 8) + (x_9 \cdot 9)}{100 - x_{10}}$$

errechnet. Die Mittelwerte der Rundungsgrade der einzelnen Gruppen betragen:

Proben	Rundungsklasse								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1 - 2	-	-	-	0.5	6.0	32.5	33.0	18.5	9.0
3 - 5	-	4.3	10.3	16.7	19.3	16.7	7.7	13.7	12.3
6 - 8	0.5	1.0	1.0	9.0	16.7	28.3	23.3	10.0	7.5
9 - 15	-	0.1	0.3	0.6	4.1	22.4	43.1	19.1	6.3



Tafel VII Beziehung zwischen Rundung und Form



Tafel VIII Beziehung zwischen Rundung und Lithologie



Fig. 22
Rundungsdiagramme
von Mittelwerten

Noch deutlicher veranschaulicht Fig. 22 die Differenzierung der Proben anhand des Rundungsgrades.

Vor allem lassen sich Moränen und Schotter klar gegeneinander abgrenzen, indem die Moränen (Proben 3-5) kein deutliches Maximum in einer bestimmten Rundungsklasse zeigen, oder wenn, dann in den niederen Klassen 4-5. Die Proben 3 und 4 zeigen eine besonders starke Streuung, sind aber nicht massgeblich für die Zusammensetzung der Moräne, da es sich um Ackerlese handelt. Die Schotter hingegen bewegen sich mit ihren Maxima zwischen den Klassen 6 und 7, wobei vor allem die Proben 9-15 eine ausgeprägte Spitze in Klasse 7 zeigen. Probe 6 stellt eine durch lokale, d.h. wenig weit transportierte Geröllbeimengungen entstellte Ausnahme dar. Eigenartig verhalten sich die Proben 7 und 8, die ebenfalls der Rissvereisung, aber einem jüngeren Gletschervorstoss derselben zuzuordnen sind, wobei Moränenmaterial des Maximalvorstosses in den Schottern mitverarbeitet worden wäre, was die Verteilung der Rundungskategorien gut erklären kann.

Es zeigen sich somit analysenmässig Unterschiede, die kartierungstechnisch kaum erfasst werden können.

In Taf. VII wurden Rundungsgrad und Form zueinander in Korrelation gebracht.

3. Lithologische Ergebnisse

In der graphischen Darstellung wurden die verschiedenen Gesteinstypen zu 6 lithologischen Klassen zusammengefasst, wobei solche ähnlicher Transportresistenz ausgeschieden wurden.

- A Kalke
 - a) jurassisch
 - b) alpin
- B Dolomite, Mergelkalke
- C Kieselkalke, Sandkalke
- D Sandsteine, kalkige Sandsteine, Siltsteine
- E Quarzite, Gangquarze, Silex, Radiolarite
- F Kristallin

Da Klasse A durch jurassische, oft nur der näheren Region entstammende Gesteine lokal stark gegenüber den anderen Klassen dominieren kann, werden in der Tabelle p. 103 oben jurassische von alpinen Kalken getrennt. Anhand dieser Zusammenstellung und Tafel VIII werden wieder einige scheidende Merkmale aufgedeckt.

Der Niederterrassenschotter (Probe 1 und 2) zeigt, nicht sehr deutlich ausgeprägt, eine relative Armut an Kalken der Klasse A und schwach angedeutet eine Anreicherung von Kristallin. Da es sich aber um 2 Proben der gleichen Grube handelt, wären Verallgemeinerungen verfrüht.

Viel deutlicher sind die lithologischen Merkmale von Probe 3 und 4, wo Kalke eine stark untergeordnete, die Gerölle der Klasse E, besonders Quarzite und Gangquarze, als resistente Gesteine überwiegend dominieren. Sämtliche Gerölle sind stark dekarbonatisiert. Auch dieser Charakter ist jedoch nicht bezeichnend für die primäre Zusammensetzung dieser Moränen, sondern nur für die starke nachträgliche Verwitterung.

Auffällig ist der Kalkanteil der Proben 5 und 6, hervorgerufen durch lokale Einflüsse, die auch den Anteil der Klasse B steigen lassen. Obwohl es sich in einem Fall um eine Moräne, im andern um einen Schotter handelt, lässt sich lithologisch kaum eine Differenz erblicken.

Probe	lithologische Klassen						
	Aa	Ab	B	C	D	E	F
1	9	1	3	17	30	30	10
2	15	1	3	11	26	36	8
3	1	2	-	3	22	70	2
4	-	2	3	4	20	64	7
5	66	2	15	3	8	4	2
6	82	-	13	-	2	2	1
7	7	38	6	10	15	21	3
8	3	24	4	21	24	22	2
9	7	21	5	24	13	27	3
10	14	7	-	36	12	24	7
11	13	9	2	18	23	30	5
12	11	9	3	18	17	39	3
13	21	4	3	18	24	24	6
14	12	22	1	11	26	24	4
15	9	23	1	23	12	27	5
Mittelwerte der Gruppen							
1 - 2	12	1	3	14	28	33	9
3 - 5	22.3	2	6	33	16.7	46	3.7
6 - 8	30.7	20.7	7.6	10.3	13.7	15	2
9 - 15	12.4	13.6	2.1	21.1	18.1	27.9	4.7

Ein einheitliches Bild ergeben die Proben 7-15. Die anhand der Rundung festgestellte Abtrennung von Proben 7 und 8 gegenüber 9-15 ist kaum mehr angedeutet.

Am Beispiel von Probe 6 soll gezeigt werden, wie durch den Einfluss mehr oder weniger lokaler Gesteine der lithologische Geröllcharakter der Klassen A und B, die hier gar keine alpinen Vertreter aufweisen, extrem gestaltet sein kann:

Klasse	Formationen	% - Anteil
B	tertiäre Süßwasserkalke	1
A	Villiger-Formation	4
A	Wildegger-Formation	1
B	Callovian und unteres Oxfordian	1
A	Spatkalk	4
A	Hauptrogenstein	59
B	Murchisonae- bis Blagdenischichten	10
B	Trigonodusdolomit	2
A	Hauptmuschelkalk	12
B	Anhydritdolomit	1
Summe von A und B		95%

Infolge der Fülle des Materials musste bei der lithologischen Bestimmung auf die Anfertigung von Dünnschliffen verzichtet werden, ebenso konnten nicht alle Proben gleich intensiv betrachtet werden. Es wurde jedoch darauf geachtet, mindestens für jede altersmässig verschiedene Gruppe die Lithologie und Herkunft einer möglichst grossen Anzahl von Geröllen angeben zu können.

- Niederterrassenschotter (Proben 1 und 2):
 - Lithothamnienkalk mit Discocyclinen, Obereozän, Helvet.
 - Miliolidenkalk, Schrattenkalk?, Helvet.
 - Orbitolinenkalk, Schrattenkalk, Helvet.
 - Lithothamnienkalk, Tertiär, Helvet.
 - Malmkalk, Klippendecke?
 - Sandkalk, Dogger?, Helvet.
 - grober Sandstein, Flysch

- Sandkalke, Flysch
- Kieselkalke, Helvet.
- Oelquarzit, Habkernflysch
- Quarzite, Permotrias, Penn.
- Muskowitquarzit, Penn.
- Granite aus Nagelfluh
- Quarzporphyre, Porphyrit, Diorit aus Nagelfluh ?
- Grüngestein, Penn.
- Arkesin, Dent Blanche ?
- Chloritgneis, Dent Blanche ?
- Rissmoräne (Proben 3 - 5):
 - Malmkalk, Wangenerschichten, Weissenstein
 - Malmkalk, Kimmeridgian, Klusengebiet
 - Malmkalk, Villiger-Formation, Weissenstein
 - Quarzite, Permotrias, Penn.
 - Amphibolit, Penn.
 - Grüngestein, Penn., Wailis
 - Granit, Mt. Blanc
- Risschotter (Proben 6 - 15):
 - Malmkalk, Helvet. (rel. häufig)
 - Kalk, Wangenerschichten, Olten (7)
 - Malmkalke, Klippendecke ? (10, 11)
 - Schrattenkalk, Helvet. (10)
 - Discocyclinenkalk, Helvet. (15)
 - Nummulitenkalk, Helvet. (10)
 - Lithothamnienkalk, Helvet. (13)
 - feinkörniger Lithothamnienkalk, Südhelvet. (13)
 - Echinodermenkalk, Dogger, Helvet. (13)
 - Spongolith, ev. Lias, Klippendecke (13)
 - Sandkalk, Flysch (häufig)
 - Sandkalk mit kleinen Nummuliten, ultrahelvet. Flysch (8)
 - eisenschüssiger Kalksandstein, Dogger, Helvet. (8)
 - Sandkalk mit Nummuliten und Discocyclinen. ultrahelv. Flysch (8)
 - kieseliger Kalk, Lias ?, Helvet. (8)
 - Nummulitensandkalk, Tertiär, Helvet. (12)
 - dichter Kieselkalk mit Schwammnadeln, Helvet. (14)
 - kalkiger Sandstein, Flysch (häufig)
 - roter Siltstein, Trias, Helvet. (8)
 - Eisensandstein, Dogger, Helvet. (12)
 - Taveyannazsandstein, Tertiär, ev. subalpin (10, 13)
 - Sandstein, Schlierenflysch ? (13)
 - Assilinengrünsandstein, Tertiär, Helvet. (15)
 - Hogantsandstein (11)
 - Arkose, Niesenflysch (13)
 - radiolarienreicher, kalkiger Silex, Simmendecke ? (10)
 - Quarzite, Permotrias, Penn. (häufig)
 - Chloritgneis, Dent Blanche (8, 10, 15)
 - Granit aus Nagelfluh (häufig)
 - Granit ähnlich Bavenogranit, oligoz. Nagelfluh (9)
 - Habkerngranit aus Nagelfluh (10)
 - Diorit aus Nagelfluh ? (11, 14)
 - Grüngestein, Penn. (8, 11)
 - Quarzporphyr, Mt. Blanc (7)
 - Quarzporphyr aus Nagelfluh ? (8, 14)
 - Hornblendemonzonit, Lötschental (9)
 - Hornfels, Aiguilles Rouges (9)

roter Aplit, Nagelfluh, Thunerseegegend ? (9)
Arollagneis, Dent Blanche (9)
Quarzdiorit aus Nagelfluh ? (9)
Variolith, Simmental ? (9, 10)

Werden Lithologie und Rundung zueinander in Beziehung gebracht (Taf. VIII), so ist ersichtlich, dass ausser den Moränenproben 3 und 4 sich die Klassen E und F besonders auf die höheren Rundungsgrade beschränken und nur selten schlechter als Grad 6 gerundet angetroffen werden.

4. Pollenanalysen

Wie auf p.98 erwähnt, erwies sich einzig Probe 5 als pollenfündig. Die Aufbereitungen von lehmigen Linsen innerhalb von Schotterablagerungen zeigten lediglich unbestimmbare Pollenreste und Epidermisfetzen.

Der Moräne bei der Säge von Wittnau, Koord. 640 075/258 450, wurde in der unteren und oberen Hälfte je eine Pollenprobe entnommen. Wie zu erwarten, zeigte das daraus gewonnene Florenbild eine dürftige Riedgras- und Strauchvergesellschaftung von anspruchslosem humide-kaltem Charakter:

Pilzsporen
Athyrium
Cystopteris
Botrychium
Lycopodium (häufig)
Lycopodium cf. annotinum LINNÉ
Selaginella helvetica (L.) LINK
Selaginella selaginelloides (L.) LINK (häufig)
Potamogeton
Cyperaceae
Ranunculaceae (häufig)
Crataegus
Ericaceae (häufig)

5. Zusammenfassung

Die geröllanalytischen und lithologischen Untersuchungen der pleistozänen Ablagerungen des Arbeitsgebietes zeigen, dass sich gewisse Kriterien zur Differenzierung eigenen, während andere dazu nicht brauchbar sind:

- Mit Hilfe der Geröllform lässt sich keine Unterscheidung treffen.
- Der Rundungsgrad erlaubt eine Abtrennung von Niederterrassenschotter, Schotter der grössten Vergletscherung (wobei sich mit Vorbehalt zwei Eisständen entsprechende Schotterungsphasen trennen lassen) und Moränen der Rissvergletscherung. Eine Verfälschung des charakteristischen Bildes kommt durch nicht weit transportierte, jurassische Geröllbeimengungen zustande. Der Vergleich der Proben 3 und 4 (Ackerlese von Moränenresten) mit Probe 5 (Moräne im Anriss) zeigt, wie stark das Rundungsbild einer Moräne durch die Verwitterung verändert werden kann.
- Ebenfalls gestattet die lithologische Klassierung eine Differenzierung, besonders der Moränen von den Schottern der grössten Vereisung. Auch hier zeigt sich deutlich die Selektion des lithologischen Charakters durch Verwitterungsexponiertheit (Proben 3 und 4). Das Bild des petrographischen Charakters der Würmschotter ist auf Grund dieser Untersuchungen noch zu wenig definiert, dürfte aber bei weiteren Resultaten wahrscheinlich eine Abtrennung von den Risschottern erlauben. Auch hier kann die Beimengung von lokalem Material zu grossen Abweichungen Anlass geben.

II HOLOZÄN

Dazu werden alle jene quartären Bildungen gezählt, die nicht in direktem Zusammenhang mit den Eiszeiten stehen, wahrscheinlich jünger als diese sind und eine kartierungsmässige Ausscheidung erlauben.

1. Bergsturzmassen, Blockschutt

Grosses Ausmass haben im Faltenjura die Bergstürze der Geissflue gegen Rohr und S Rotholz gegen Chalofen. Als kleine Blockschüttungen sind die Partien S Rebenflue N Lostorf, bei Alpeli N Stüsslingen, des Walmattberges gegen Meiersweid und der Rütiflue gegen Barmelweid zu erwähnen.

Bereits von MERKI (1958, p. 131) wurde der erstmals 1957 niedergegangene Bergsturz im Breitmis NW Obererlinsbach genannt. Durch eine niederschlagsreiche Periode wurden diese Massen im Frühjahr 1964 von neuem mobilisiert, ohne jedoch Schaden anzurichten. Bei der Besprechung der Tektonik wird auf die Stellung der Doggerkomplexe des Ban und von Guschenweid-Stellirain eingegangen werden, die als grosse Bergrutschmassen anzusprechen sind.

Alle diese Bergstürze umfassen Hauptrogensteinpakete und verdanken ihr Entstehen der Erosion der liegenden Schichten des unteren Doggers.

Recht ausgedehnte Blockmassen liegen vor der Stirn der Schuppenzone. Noch heute ist das Relief des Bergrutsches SW Kienberg deutlich zu erkennen. Der grösste Teil der Grenze der Aufschiebungszone auf den Tafeljura zwischen Kienberg und Oberhof ist unter Bergsturzmateriel begraben. Sicher wurde ein Grossteil dieses Schuttes durch Erosion bereits wieder weggeräumt, fand man doch im Frühjahr 1966 anlässlich der Sanierung eines Rutsches NE Kienberg kaum 2 m unter Terrain bereits aufgeschürftes Tertiär- und Liasmaterial (vgl. unten).

Bergschlipfe, verbunden mit Bergstürzen, finden sich auch im Tafeljura, wobei teilweise sicher auch tektonische Ursachen mitspielen: E des Tiersteinbergs, am Westabhang des südlichen Tiersteinbergs, wo, wahrscheinlich durch eine Verwerfung gefördert, ein grosser Komplex von Unterem Dogger und Hauptrogenstein ca. 60 m abgesackt und z. T. abgestürzt ist. Weitere Bergstürze finden sich W Uf der Flue SSE Wegenstetten und SE Limperg, wo wieder Erosion des Liegenden die Ursache bildet.

2. Rutschungen, Sackungen

Gleiche genetische Ursachen wie Bergstürze haben Rutschungen und Sackungen mit dem Unterschied, dass bei diesen das rutschanfällige Material selbst, nicht aber die darüberliegenden erosionsresistenten Schichten miteinbezogen wurden.

Als Rutsche werden mehr oberflächliche Vorgänge im Gegensatz zu den tieferen Massen umfassenden und über grössere Distanzen transportierten Sackungen bezeichnet. Anfällig dafür sind vor allem die Mergel der Anhydritgruppe, des Keuper, der Opalinustone, in kleinerem Masse die Effingerschichten und die Mergel des Tertiärs.

Der einzige grössere aktive Rutsch, bei dem ca. 10 000 m² mobilisiert wurden, konnte vom Herbst 1965 bis Frühjahr 1966 NW Kienberg, Koord. 640 050/254 450, beobachtet werden. Durch vermehrte Quellwasseraustritte, verursacht durch eine niederschlagsreiche Periode, an der Basis des Anhydritdolomits geriet über den Mergelschichten der Anhydritgruppe verlehmt Blockschutt in Bewegung. Bedrohlich wurde die Lage, als ein seit langem vor der Muschelkalkwand freistehender Hauptmuschelkalkzahn von ca. 25 m Höhe leichte, gegen die östlichen Häuser von Kienberg gerichtete Bewegungen zeigte, die durch plötzlich auftretende Einsturztrichter als Folge von Gipsauslaugung im Untergrund vor der Front der Muschelkalkwand ausgelöst worden waren. Zur Entlastung wurden die obersten 5 m des Turmes, d. h. 200 bis 300 m³, abgesprengt. Zur Sanierung des Rutsches wurden vorerst in Felsnähe die aktivierenden Quellen gefasst und anschliessend die in der Nähe der Häuser zu bedrohlicher Höhe aufgestauten Rutschmasse weggeschürft.

3. Gehängeschutt

Ueber weite Flächen verbreitet und meist die unter Steilwänden liegenden Schichten verdeckend, erschwert der Gehängeschutt eine genaue kartierungsmässige Abtrennung der einzelnen stratigraphischen Einheiten stark.

Lokal sind die Schuttmassen oft durch eingeschwemmtes Feinmaterial verlehmt und an einzelnen Stellen (z. B. im Tälchen von Windleten) durch Sickerwässer zu einer Brekzie verkittet. Wo immer möglich, wurde bei der Kartierung der Gehängeschutt vernachlässigt und nur in grösseren oder mächtigeren Ansammlungen ausgeschieden.

4. Bachschutt, Alluvionen

Als Bachschutt wurde nur kurz transportiertes, lokales, meist in Fächerform abgelagertes, schlecht gerundetes bis kantenbestossenes Material ausgeschieden.

Neben dem oben erwähnten Delta des Steg Baches finden wir kleinere Halbkegel vor allem an der Basis der Enge des Tales von Kienberg.

Unter Alluvionen werden all jene durch Wasser transportierten Ablagerungen zusammengefasst, die heute in Dellen und den Talsohlen liegen. Es kann sich - wie im Aaretal - um eine feinsandig-lehmige Decklage oder - wie in den Juratälern - um sandarme Lehme mit gegen unten zunehmendem Schuttanteil handeln. Den Lehmsanden im Aaretal muss frühholozänes Alter zugesprochen werden, da sie z.T. bis 15 m über dem heutigen Aarespiegel liegen.

5. Eluvialböden

Wo der Wassertransport fehlte und das Gesteinsmaterial an Ort und Stelle verwitterte oder durch Solifluktion wenig weit transportiert wurde, so dass nicht mehr von Anstehendem gesprochen werden kann, wurden Eluvialböden ausgeschieden.

6. Quelltuffe, Kalksinter

Kleinere Vorkommen sind über das ganze Gebiet verteilt, vor allem dort, wo kalkreiche Wässer auf undurchlässigem Liegendem an die Oberfläche treten. Solche ausgeprägte Horizonte bilden die Grenzen Acuminataschichten / Hauptrogenstein und Mergelschichten der Anhydritgruppe / Anhydritdolomit.

Grössere Quellsinterbildungen finden sich SSW Oltingen in der Gegend der grossen Quelle an der Basis der Schuppenzone, welche neben Oltingen auch Anwil und Wenslingen mit Trinkwasser versorgt, sowie um Mülidorf zwischen Aare und Kanal.

7. Künstliche Auffüllungen

Anthropogene Deponien, seien es Abfallgruben, Stollenschutthalden oder Aushubmaterial von Bauten, nehmen oft beträchtliche Flächen ein.

Zu erwähnen sind die Deponien der Gips-Union bei Kienberg und die Auffüllungen im Zusammenhang mit dem Kanalbau Olten-Gösgen von 1913 - 1917. Längs der Aare und des Kanals wurde total 1 950 000 m³ Aushubmaterial deponiert. Der Gesamtaushub betrug 2 250 000 m³, und zwar im Gebiet des Oberwasserkanals 1 050 000 m³ Quartär und 250 000 m³ Fels - wovon 300 000 m³ zur Erstellung der Dämme verwendet wurde - und 900 000 m³ im Bereiche des Maschinenhauses und des Unterwasserkanals, davon 60 000 m³ Fels (Schweiz. Bauzeitung, 1920, p. 113).

TEKTONIK

Vorerst wird der tektonische Aufbau des engeren Untersuchungsgebietes beschrieben. In einem zweiten Teil wird versucht, einen Ueberblick über den Bau des Jura zwischen dem Unteren Hauenstein und der Aare zu geben auf Grund der Resultate von neueren geologischen Aufnahmen im Rahmen von Diplomarbeiten des Geologischen Institutes der ETH und der Universität Zürich (A. BAUMER 1957, M. ZIEGLER 1958, P. MERKI 1958, J. MÜRI 1959 und A. PAPADOPOULOS 1960).

Abschliessend werden einige Bemerkungen zum Ablauf und zur Mechanik der Faltung im östlichen Jura gemacht.

I TEKTONISCHE BESCHREIBUNG DES KARTIERUNGSGEBIETES

Bisherige Bearbeitung

F. MÜHLBERG als Ersteller der geologischen Karte der Umgebung von Aarau lieferte die meisten Betrachtungen über den Bau des südlichen Kartierungsabschnittes (1889, 1892, 1894, 1901, 1908, 1911). Weitere Beiträge verdanken wir A. AMSLER im Zusammenhang mit seinen Untersuchungen im Ostjura (1915; Manuskript 1931, teilweise veröffentlicht in FEHLMANN & RICKENBACH 1962).

A TAFELJURA

Die rund 2/5 des Kartierungsgebietes ausmachende Fläche zwischen Oberfrick - Wegenstetten - Oltingen - Kienberg und Oberhof zeigt einzig im Ostabschnitt und an der südlichen Kontaktlinie zum überschobenen Faltenjura grössere tektonische Störungen. Der gesondert zu betrachtende, dem Faltenjura vorgelagerte, als gefalteter Tafeljura oder Vorfaltenzone bezeichnete Abschnitt ist juratektonisch geprägt, während das Grabenbruchsystem Fürberg - Wölflinswil mit der Bruchtektonik des Rheintalgrabens in Beziehung gebracht wird.

1. Tafeljura s. s.

Das aus den Profilen errechnete Fallen gegen S bis SE von $4-5^\circ$ im Mittel für den nicht überschobenen Tafeljura nimmt erst kurz vor der Ueberschiebungszone steilere Werte an oder zieht ohne Aenderung unter die Schuppenzone. Eine genaue Beobachtung wird im Grenzbereich Tafel-/Faltenjura durch starke Ueberschuttung oft verunmöglicht.

Hinzuweisen ist in diesem Zusammenhang auf das Abbiegen des Tafeljura N Oltingen, wo die Effingerschichten relativ steil - lokal mit 65° - gegen SSE einfallen. Die im Felde messbaren Werte zeigen oft aberrante Lage, besonders an den Talhängen, wo das Schichtfallen wegen Sackung oder Hackenwurf zur Mittlung des allgemeinen Fallens nur selten zu gebrauchen ist.

Die grösste, wohl nicht rein tektonisch zu erklärende Schichtstörung finden wir W des Hombergs E Wegenstetten in der Gegend des Langentals, in der Fortsetzung der von BRAUN (1920, p. 236) signalisierten Verwerfung, die von Schupfart südwestwärts zieht.

a Verwerfungen

Wie erwähnt, dürfte die Verwerfung, die von Schupfart gegen SW zieht, für die heutige Sackung des Langentals mitverantwortlich sein. In gleicher Richtung taucht im SW davon die bei BUXTORF (1901, p. 95) beschriebene keilförmige Grabenverwerfung NE Wenslingen auf.

Als auffallenste Störungszone tangiert der Grabenbruch Fürberg - Wölflinswil im E das Untersuchungsgebiet. Meines Wissens 1910 erstmals von BLÖSCH als einfache Feuerbergverwerfung erwähnt, erfuhr dieses System durch AMSLER, beschrieben in FEHLMANN & RICKENBACH (1962, p. 25f.), als Graben von Wölflinswil eingehende Beachtung. Soweit notwendig, soll hier nochmals darauf eingegangen werden.

Morphologisch tritt dieses Verwerfungssystem kaum in Erscheinung, da Verwitterung und Erosion einen Ausgleich geschaffen haben. Eine Festlegung der Grabenränder ist in den Gebieten, wo die jurassischen Formationen nicht durch Tertiär- oder Quartärablagerungen verdeckt sind, namentlich durch die zahlreichen Bohrungen der Studiengesellschaft wohl möglich.

Die Fortsetzung gegen Süden bleibt infolge Ueberdeckung fraglich, kann aber in der Schuppenzone der Burg und SE davon nicht mehr sicher nachgewiesen werden.

Beobachtbar auf einer Länge von ca. 4 km, erreicht die abgesunkene Scholle eine Breite von 550 m im Norden und öffnet sich gegen Süden auf 800 m.

Durch eine mittlere Verwerfung wird dieser Grabenbruch noch in eine relativ höhere W-Teilscholle und eine tiefere E-Scholle zerteilt. FEHLMANN & RICKENBACH erwähnen zudem eine durch Schürfungen nachgewiesene schmale Zwischenscholle zwischen Fürberg und Güntliste (p. 25).

Genaue Versetzungsbeträge können auf Grund der Bohrungen nur für den S-Teil genannt werden; für den N-Teil bleibt es bei einer Abschätzung, da im Haupttrogenstein oder in den Effingerschichten eine Bestimmung der exakten Schichthöhe dahinfallen muss.

Beginnen wir mit der Betrachtung der westlichen Verwerfung von Langägerten - E Figget gegen Unterburghof im Süden. Der Verlauf ist leicht geschwungen, zeigt ein mittleres Streichen von N 6° E, das NW Wölflinswil bis N 13° E ausbiegt. Der mit der Obergrenze der Macrocephalusschichten fixierte Bezugshorizont liegt bei Bohrung 210, Koord. 641 230/256 220, auf 516.4, bei Bohrung 215, Koord. 641 520/256 185, auf 429.4, was einer gesicherten Sprunghöhe von 87 m entspricht. Der gleiche Horizont liegt bei Schürfung 120, Koord. 641 230/256 470, auf 530.0, bei Bohrung 213, Koord. 641 640/256 520, auf 430.8, woraus eine Absenkung gegen E von rund 100 m resultiert. Obwohl die beiden Profile nur 300 m in N-S-Richtung auseinanderliegen, unterscheiden sich die Sprunghöhen um 13 m. Im übrigen scheint der Verwerfungsbetrag gegen N eher abzunehmen.

Für die östliche Verwerfung von Fürberg - E Rütifeld - Chilchmet wurde in der Fürberggend auf der Verwerfungslinie bei einer Schürfung steiles W-Fallen beobachtet (FEHLMANN & RICKENBACH, p. 25). Der Vergleich von Bohrung 212, Koord. 642 230/256 050, mit dem Bezugshorizont auf 344.5 und Schürfung 21, Koord. 642 330/256 140, auf 447.9 ergibt eine Absenkung des Grabens von 103 m. Nach der Isohypsenkarte (FEHLMANN & RICKENBACH) lässt sich dieser Wert ziemlich konstant verfolgen und kann in der Gegend des Rütifeldes auf 105 m errechnet werden. Für die beiden Teilschollen der mittleren Verwerfung liegt in Bohrung 21 der Bezugshorizont auf 344.5 m um 101.5 m tiefer als in Bohrung 211, Koord. 641 970/256 025, mit 446.0 m. Diese grosse Sprunghöhe zwischen westlicher und östlicher Teilscholle erklärt sich damit, dass der westliche Grabenteil mit ca. 2.5° gegen Westen geneigt ist, in dieser Profildbreite also im E gut 20 m weniger versetzt ist als im W, und dass die östliche Scholle schwach gegen E ansteigt.

Festgehalten sei die bei FEHLMANN & RICKENBACH (p. 26) erwähnte, als Klemmpaket erhaltene Dislokationsbrekzie N Figget an der westlichen Verwerfungslinie.

Durch Schürfungen nachgewiesen wurde im nördlichen Grabenabschnitt auf dem Fürberg E der mittleren Verwerfung eine kleine Teilscholle, die die Schichten um 10 - 15 m nach E absetzt und gegen S auszuheilen scheint.

Eine weitere, ca. 1 km lange, NNE-SSW gerichtete Verwerfung vermutete AMSLER (1931) auf dem Altenberg; sie würde im Tobel zwischen Leiberholden und Guggerholden einsetzen und in der Gegend S Steindler austreichen. Wohl ist hier morphologisch eine Andeutung vorhanden, geologische Anzeichen konnten aber keine gefunden werden.

b. Alter der Verwerfungen

Nur auf Grund der Kartierung liesse sich darüber kaum etwas aussagen, da sichtbar nur jurassische Schichten gegeneinander versetzt sind und das Tertiär im S grösstenteils durch Rissmoräne und Gehängeschuttmaterial überdeckt ist.

Anhand der Bohrungen konnte aber gezeigt werden, dass zur Zeit der Tertiärtransgression die beträchtlichen Sprungdifferenzen durch Erosion morphologisch bereits soweit wieder eingeebnet waren, dass im südlichen Grabengebiet das Miozän einheitlich zu transgredieren scheint (vgl. auch Profil 6 in FEHLMANN & RICKENBACH) und - soweit feststellbar - von der Verwerfung nicht mehr betroffen wurde.

Da laut den Beschreibungen der Bohrprotokolle nur Tortonian als Brekzienkalke und Mergel mit Nagelfluheinschaltungen durchteuft wurde, lässt sich das Alter der Verwerfung als vor-obermiozän angeben. Das Bruchsystem kann somit in direkten Zusammenhang mit den rheintalischen Grabenbildungen gebracht werden.

2. Vorfaltenzone und aufgeschürfte Massen

Als Ausläufer der Vorfaltenzone im Westen des Untersuchungsgebietes taucht das Sprüsselgewölbe unter die Muschelkalkzone der Zig. Im Gebiet der Winterholden erscheint sodann mit einem

achsialen Gefälle von $20-30^\circ$ der an seinem W-Ende als Antiklinale ausgebildete Zug des Chlapfen (regionale Zusammenhänge p.122). Bald zerbricht das Gewölbe, und der S-Schenkel bleibt im Süden unter der Muschelkalkschuppenzone. Der N-Schenkel richtet sich steil auf und überkippt, so dass gegen NE die verscherte Serie von MÜHLBERG (1908, p. 59) bis in den Keuper erodiert beobachtet werden konnte; als tiefstes sicher Anstehendes konnten wir SW Chilchtel nur noch die Murchisonaeschichten erkennen; das Liegende wird von Muschelkalkschutt eingedeckt. N Hof Chilchtel verschwindet auch die markante Hauptrogensteinrippe. Bei Koord. 639 080/254 330, SSW Kienberg, konnten in einem kleinen Aufschluss bunte Mergel des Keupers aufgefunden werden. Das Vorkommen ist unter der Muschelkalkschuppenzone eindeutig aus seiner ursprünglichen Lage gegen N geschleppt worden und liegt überkippt. In der Folge sei auf das Tauch-Ende des Chlapfen und sein nordwestliches Vorfeld eingegangen.

a SW-Ende des Chlapfen

Im Taleinschnitt der jungen Ergolz an der Strasse Schafmatt-Oltingen fallen die Schichten des obersten Hauptrogensteins im NW-Schenkel der Antiklinale E Büel steil, bis 87° , gegen NW ein. Im verlassenen Steinbruch E der Strasse ist der Gewölbecharakter angedeutet. Fallen im N-Teil des Anrisses die Schichten mit 50° gegen W, so biegt der Hauptrogenstein gegen das S-Ende um und sticht mit 30° gegen WSW. Im eigentlichen SW-Schenkel biegen die Schichten – mit $20-30^\circ$ einfallend – kontinuierlich in ein SW- bis SSW-Streichen um.

Gegen NE hin wird der Scheitel immer mehr zerrissen, der S-Schenkel bleibt unter der Schuppenzone zurück, bis auf Kote 780 am Weg gegen P. 806 erstmals der verscherte untere Dogger zutage tritt. Von hier weg gegen NE beginnt sich der N-Schenkel mit einem SW-NE-Streichen aus dem N-Fallen aufzurichten, steht SE Hof Rumpel bereits saiger und überkippt anschliessend, mit $50-70^\circ$ gegen S fallend.

Die in der tauchenden Stirne aufgeschlossenen Schichtglieder reichen vom Hauptrogenstein bis in die Variansschichten, wobei der Spatkalk primär sehr geringmächtig zu sein scheint. Heute nicht mehr feststellbares marines Tertiär (vgl. p. 78) erwähnt MÜHLBERG (1908, p. 26) vom N-Schenkel des Chlapfen um Koord. 637 800/253 300 und von der Tauchregion Stirn – S-Schenkel S des Weges zur Schafmatt, von wo er auch (p. 65) eine ca. 3 m mächtige, verkehrt liegende, aufgeschürfte Serie von Blagdenischichten, Opalinuston und Lias verzeichnet.

b Störungen NW des Chlapfen

Drei parallel dem Streichen des Chlapfen (SW-NE) ziehende Aufschiebungen lassen sich SE Oltingen bis maximal 1 km gegen NE verfolgen (vgl. Fig. 12, p. 82). Die südliche Verwerfung zeigt als unterste sichtbare Schicht steil aufgeschobenen, bis $50/70^\circ$ SE fallenden Hauptrogenstein, überlagert von rudimentär ausgebildetem Spatkalk und Variansschichten (vgl. p. 82).

Die nördlichste Ueberschiebung zeigt als tiefstes Glied Effingerschichten, überlagert von 20° SSE fallendem Brekzienkalk.

Undeutlich ausgeprägt zieht eine mittlere Störung, die auf Süsswassermergel steil 55° gegen SSE einfallenden nagelfluhartigen Brekzienkalk überschiebt, NE-wärts und lässt sich bis NE Rumpel verfolgen.

c Aufgeschürfte Massen

Wie unten noch zu besprechen sein wird, tritt die Andeutung eines eigentlichen Gewölbes erst im E des Kartierungsgebietes als westlicher Ausläufer der Urgiz – Pfaffenholdenvorfallte E Oberhof im Aeberstell wieder auf. Zwischen Chlapfengewölbe und Aeberstell finden wir keine direkte Fortsetzung dieser Falten, sondern vor der Stirn des Faltenjura Keuper- und einige Liasfetzen.

Wir zählen diese aufgeschürften Massen auf Grund folgender Ueberlegungen genetisch zur Vorfaltenzone. Eine hypothetische Achsenverbindung zwischen dem Chlapfengewölbe und der Aeberstell – Urgizfalte zeigt, dass eventuell ursprünglich vorhanden gewesene Vorfaltenteile im Gebiet von westlich Kienberg bis Oberhof von den vorbrandenden Massen der Muschelkalkschuppenzone überfahren worden wären. Vom SW-Ende des Chlapfen gegen E lässt sich diese Entwicklung einigermassen verfolgen (vgl. oben), so dass wir W Kienberg nur noch mitgerissenen Keuper eines zerrissenen und überfahrenen ehemaligen Gewölbes antreffen. Wir vermuten, dass der Chlapfen

an seinem periklinal abtauchenden SW-Ende sich noch mehr oder weniger in seiner ursprünglichen Stellung befinde, dass sein NE-Ende jedoch unter den Muschelkalkschuppen verfrachtet und abgerissen sei.

Es scheint mir nun denkbar, die Keuper- und Liasfetzen vor der Stirn der Schuppenzone des Fluerains und der Burg als Weiterentwicklung der Verhältnisse westlich Kienberg zu interpretieren. Dies setzt allerdings die Annahme voraus, dass vor der Hauptüberschiebung südlich der Linie Kienberg - Oberhof ein wahrscheinlich nicht durchgehend ausgebildetes Gewölbe existiert hätte. Infolge eventueller syntektonischer Erosion oder wegen einer Achsendepression wurde hier den vordringenden Muschelkalkmassen kein grosser Widerstand wie im W und E davon entgegen gebracht, sondern das ursprüngliche Gewölbe wurde durch den Ueberschiebungsprozess überfahren, zerrissen und zerquetscht, und dessen plastische Schichten wurden an der Stirn der Schuppenzone mitgeschürft.

Unzusammenhängend beobachtbar treten diese Schürfmassen am Fusse des Fluerains und der Burg auf. Einigermassen aufgeschlossen sind sie auf Cholen. Bei Koord. 640 600/255 490 liegen an einem kleinen Weganriss ca. 1 m söhlige, auf Grund der Kreuzschichtung normal liegende Schilfsandsteinschichten. Anhand kleiner Lesestücke NE davon darf geschlossen werden, dass auch Gipskeuper mitgeschleift wurde. 250 m östlich P. 705.0 wurden am Waldbord einzelne Brocken von Arietenkalk aufgefunden, der, im Vergleich mit der normalen Lage des Schilfsandsteins oben, als verkehrt liegender Rest eines ausgepressten N-Schenkels gedeutet werden kann.

Bei Sanierungsarbeiten des Rutsches E Kienberg, Koord. 640 050/254 450 (vgl. p. 106) wurde ca. 50 cm 20° SSW fallender, fossilführender (vgl. p. 38), von Tertiär überlagerter Arietenkalk angerissen.

Weitere Keuperfetzen finden sich am Weg im Unterburg um P. 650 - in welchem Zusammenhang bei Koord. 641 350/255 510 auch ein kleineres Liasvorkommen festgestellt werden konnte - und SSW Holder. Bei dem auf der Kartierung (Taf. IX, im Anhang) ausgeschiedenen Keuper NW Unterburghof, der durch grössere Schilfsandsteinbrocken und bunte Mergel in Erscheinung tritt, handelt es sich um eine aus dem Gebiet zwischen Cholen und Unterburg heraus auf Tertiärmergeln abgerutschte, ursprünglich aufgeschürfte Masse.

In Bohrung 51, Koord. 643 350/255 610, Aeberstell, konnte der als Risshübfalte bekannte Ausläufer der Pfaffenholdenantiklinale in der oberen Süsswassermolasse nachgewiesen werden.

B FALTENJURA

1. Schuppenzone

Als Brandungszone des Faltenjura weisen die tektonisch am intensivsten beanspruchten und am kompliziertesten verformten Triasabfolgen der Schuppenzone einen recht uneinheitlichen Bau auf, wobei tektonische Einheiten sich auf kurze Strecken ablösen oder neu entwickeln können.

Die eindeutige Abklärung der Tektonik wird durch die starke Vegetation und die intensive Ueberschüttung der zur Auseinanderhaltung der tektonischen Elemente wichtigen Horizonte, besonders der Mergelschichten und des Anhydritdolomits, erschwert.

Trotz teilweiser Detailkartierung 1:5 000 kann nicht immer, besonders im Gebiete S Burg, Barm - Mülacher, eine eindeutige Interpretation geboten werden. Weitere Wegbauten werden vielleicht mehr Klarheit schaffen können.

a Verlauf der Hauptüberschiebung

Wie im Westen - S von Läuelfingen und Zeglingen - die Ueberschiebungslinie in Buchten weit nach S zurückbiegt, so finden sich auch im Kartierungsgebiet S von Kienberg und Oberhof durch intensive Erosion bedingte Lücken in der Schuppenzone. Dass hier andere Faktoren kaum mitspielen, zeigt sich darin, dass die allgemeine E-W-Streichrichtung sich auch über die Lücken hinweg fortsetzt, d. h. an den Rändern kein Umbiegen festgestellt werden kann.

Tektonisch bedingt ist dagegen das Zurückweichen der Ueberschiebungslinie S des Chlapfen und das folgende, scharf aus einem lokalen E-W-Streichen sich entwickelnde NNE-Streichen der Muschelkalkmassen.

Der heutige Kontakt Schuppenzone/Tafeljura lässt sich nur an einzelnen Stellen genau fixieren, andernorts liegt er unter z. T. beträchtlichen Muschelkalkschuttmassen begraben.

Von W nach E fortschreitend, erhalten wir S Oltingen, Koord. 637 550/253 350, den ersten Anhaltspunkt: die Mergel der Anhydritgruppe scheinen im S zurückgeblieben zu sein, so dass der Anhydritdolomit direkt auf Tortonmergel überschoben liegt. An diesem Kontakt entspringt die grosse Quelle der Gemeinde Oltingen.

Ziemlich genau lässt sich die Linie S und SE des Chlapfen verfolgen: im S stösst die Anhydritgruppe auf oberen Dogger, z. T. auf Helvetian und lokal auf verkehrt liegendes Schürfmateriale von Lias und unterem Dogger (vgl. p. 111). Gegen NE zu verläuft der Kontakt längs immer älterer Schichten des zerrissenen Chlapfengewölbes, angefangen im SW im Hauptrogenstein, gefolgt von Unterem Dogger, ausgedünntem Opalinuston, Lias und Keuper und kann bis zu Koord. 639 080/254 330 beobachtet werden, wo nochmals, wie auf p. 111 erwähnt, bunte Mergel des obersten Mittelkeupers aufgeschlossen waren.

Ungewiss unter den Bergsturzmassen SW Kienberg, verläuft der tektonische Kontakt NW davon bei Koord. 640 060/254 580, wo einerseits Schürfmassen angerissen wurden, andererseits die Anhydritgruppe durch Einsturztrichter dokumentiert wird. Auf der Westseite der Burg kann die Berührungslinie nur approximativ zwischen kleineren Tertiäraufschlüssen und dem Ausbiss des Muschelkalkes eingegabelt werden. 175 m SE P. 705.0 – auf Cholen – scheint mitgerissener Keuper in direktem Kontakt zu treten mit dem überkippten N-Schenkel der angedeuteten Unterburg-Antiklinale. Von hier an ostwärts liegt die Linie unbestimmt in der grossen Spanne zwischen Keuperfetzen und der südlicheren Muschelkalkwand der Burg.

b Muschelkalkzone S Oltingen – Kienberg

Infolge des unterschiedlichen Baustils scheint es zweckmässig, die Schuppenzone für die Besprechung in diesen westlichen und einen zweiten, zwischen Kienberg und Oberhof gelegenen Abschnitt zu unterteilen.

Die im zentralen Teil der Zig (H. U. BARTHOLET 1964, p. 118) beinahe W-E streichenden Elemente der Muschelkalkmassen lassen sich mit dieser Tendenz bis S des Chlapfen ins Gebiet Sodägerten – Winterholden verfolgen. Von hier weg gegen NE biegt das Streichen rasch gegen NNE um, das jedoch mit dem Aufhören des Widerstandes des Chlapfen sich wieder zum allgemeinen SW-NE-Streichen normalisiert.

Für die folgende Uebersicht der Schuppenzone vgl. tektonische Karte (Taf. X, im Anhang) und Fig. 23.

(I) Schuppe Büel – Winterholden – Sennweid – Morbachweid.

Im W relativ einfach als Mulde mit gestauchtem und antiktinal geknicktem S-Schenkel gebaut, kompliziert sich ihr Bau gegen NE in zunehmendem Masse und präsentiert sich W Kienberg als eine Abfolge von vier Teilschuppen. Der Muldenbau lässt sich am klarsten längs des Weges SSE des Chlapfen gegen die Schafmatt beobachten; im Kern der Mulde, deren N-Schenkel mit 30 – 45°

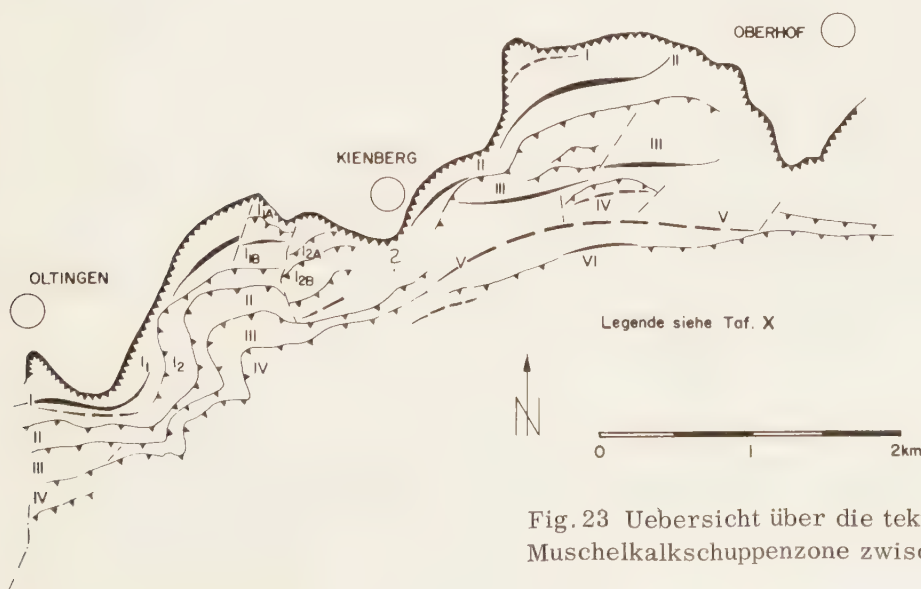


Fig. 23 Uebersicht über die tektonischen Elemente der Muschelkalkschuppenzone zwischen Oltingen und Oberhof

gegen S und deren S-Schenkel mit 50° gegen N einfällt, liegt Trigonodusdolomit. Auf Kote 680 biegt der Muschelkalk des S-Schenkels von $90/50^\circ$ N scharf in $90/45^\circ$ S-Fallen um, wird von Trigonodusdolomit überlagert und von Schuppe (II) überfahren. NW P. 656 zerbricht die Falte im S-Schenkel, so dass steil NW tauchender Hauptmuschelkalk an SE fallenden Trigonodusdolomit grenzt. Diese Verwerfung mit vorerst abgesenktem S-Teil entwickelt sich gegen N und NW zu einer Ueberschiebung, welche Schuppe (I_1) und (I_2) trennt (vgl. Fig. 23). E des Chlapfen wird die ursprüngliche Mulde von Schuppe (I_2) überfahren, und erst S Sennweid zeigt Serie (I_1) wieder die bis in den Keuper reichende Muldenstruktur, die bei Morbachweid durch eine NNE-streichende Verwerfung abgeschnitten wird. Die E davon gelegenen Massen entwickeln einen eigenen Baustil: als Tiefstes erscheint Element (I_{1A}) als Schuppe, die ob dem Hauptmuschelkalk von der bis in den Grenzdolomit muldenartig geformten, gegenüber der Morbachweidsynklinale etwas im S zurückgebliebenen Serie (I_{1B}) überfahren wird. Letzteres Element entwickelt sich gegen E zu bis zum Ausbiss W Kienberg zu einer isoklinalen, bis in den Trigonodusdolomit reichenden Schuppe.

Die sich aus der Winterholden-Muldenzone über eine Verwerfung zur Ueberschiebung entwickelnde Serie (I_2) zieht, im S bis in die Lettenkohle reichend, als isoklinale Schuppe bis N Forenberg, wo E einer NNW ziehenden Verwerfung wiederum zwei Elemente auftreten. Bei P. 680 schiebt sich über den Muschelkalk der Serie (I_{2A}) die leicht muldenartig gestaltete Serie (I_{2B}).

(II) Schuppe S Winterholden - Schnäpfenflüeli - Forenberg

Im W mit $25-30^\circ$ einfallend, behält dieses Element das ENE-Streichen auch im orographisch scharfen Umbiegen gegen das Schnäpfenflüeli zu bei.

Die oben erwähnte NNW-streichende Verwerfung wirkt sich auch in dieser Schuppe aus und versetzt Serie (II) östlich davon leicht gegen S. W Heimetsädel zeigt der Ausbiss dieser Schuppe Gewölbecharakter, und ihr N-Schenkel scheint unter den S-Schenkel der Mulde (I_{2B}) hineinzu-streichen.

(III) Schuppe bei P. 845 - Bruholden - Hintere Weid.

Ist im W dieses Element noch bis in den Keuper erhalten, so wird NE Sodägerten bereits dessen Muschelkalk von der Serie (IV) überfahren. Keuper zeigt sich erst wieder auf der Hintere Weid. E davon, N Stellichopf, wird die Schuppe beinahe ganz von Serie (IV) überdeckt, taucht NE Stellichopf im Muschelkalk wieder auf und fällt vorerst normal mit $45-50^\circ$ gegen SSE, biegt im E steil gegen N auf und stellt sich antiklinal als N-Schenkel zum E-Ende von Serie (IV).

(IV) Serie Sodägerten - Bösacher - Grossrüti - Stellichopf

Sie gehört als Dachzone der Muschelkalkmassen im strengen Sinne der Schuppenzone nicht mehr an, da sie den N-Schenkel der Geissflue-Synklinale bildet.

Tektonische Komplikationen konnten nur N Weid beobachtet werden, wo sich an einer gegen Sodägerten ziehenden und dort im Trigonodusdolomit ausklingenden Verwerfung der Muschelkalk mit Anhydritdolomit an der Basis nochmals aufschiebt. Der N davon gelegene Trigonodusdolomit und Hauptmuschelkalk wird lokal muldenartig aufgebogen und knickt E einer Verwerfung, die gegen das W-Ende des Leutschenbergs weiter zieht, beinahe rechtwinklig gegen Süden ab. W dieser Störung formt sich eine eigentliche Schuppe (IV_1), überschoben vom Muschelkalk (IV_2), der als N-Schenkel der Geissflue-Synklinale den Grat S Mälchstel gegen Erlimatt hinunter bildet.

c Muschelkalkzone S Kienberg - Oberhof

Ausser der südlichsten Muschelkalkzone, dem N-Schenkel der Geissflue-Synklinale, ist S Kienberg der gesamte komplexe Schuppenbau der Erosion anheim gefallen.

Der E davon wieder einsetzende Muschelkalk von Burg - Rängen - Rumismatt zeigt einen mit den Elementen des eben besprochenen Gebietes kaum parallelisierbaren Bau. Der Schuppencharakter tritt zugunsten von Mulden und Gewölben stark zurück.

(I) Stirnfalte S Cholen

Dass es sich bei der markanten Wand des N-Schenkels der Fluera - Burg-Synklinale nicht einfach um eine schwach S bis SE fallende, auf das Tertiär überschobene Tafel handelt, darauf weisen verschiedene Indizien hin. Als Beispiel diene ein Aufschluss N Fluera, Koord. 640 350/254 550/690, wo - schematisch dargestellt in Fig. 24 - eine steile Faltung des N-Ausbisses festgestellt und als Antiklinalanlage gedeutet werden kann. Ähnliche Beobachtungen können auch an andern Stellen gemacht werden.

Als ein stark erodiertes Gewölbe können die tektonischen Verhältnisse S Cholen ge-
deutet werden (Fig. 25). Der N-Schenkel ist
stark reduziert und taucht bei Koord. 640 650/
255 370/720 als eine überkippt liegende Folge
von 2 m Trochitenkalk, 1 m Anhydritdolomit
und 20 cm zelligem Dolomit des Anhydrit-
dolomits 70/65° S fallend über aufgeschürft-
tem Keuper ein.

Wie weit es sich bei den Muschelkalk-
komplexen im E davon – um Unterburg und
S Wangen – um analoge Bildungen handelt,
lässt sich nicht entscheiden. Wahrschein-
lich sind es jedoch auf den Mergeln der An-
hydritgruppe und des Tertiärs abgesackte
Massen.

(II) Mulde Flueraim – Burg

Ihr N-Schenkel im Gebiet Cholen –
Burg, zugleich der S-Schenkel der oben
besprochenen, sich im N andeutenden Anti-
klinale, zeigt schwaches, maximal 25° betragendes S- bis SE-Fallen. Am Weg von P. 609 E Kien-
berg nach Mülacher biegt die Muschelkalkplatte steil antiklinal auf und ist bis in die Anhydritgruppe
erodiert. Im verlassenen Muschelkalksteinbruch von Kienberg lässt sich die Muldenumbiegung von
110/10° NE nach 65/55° NW beobachten. Gegen N zu wird der S-Schenkel z.T. bis in den im Kern
liegenden Trigonodusdolomit vom folgenden Muldenkomplex (III) Mülacher – Barm überfahren.
Gegen die Burg zu öffnet sich die Synklinale wieder und liegt z.T. bis in die Lettenkohle frei. Wo
beobachtbar, stellt sich der S-Schenkel steil bis nach N überkippt. Die Mulde taucht NE Burg, im
Kern verschert, Richtung Oberhof ab.

(III) Muldenzone von Mülacher – Barm – Buech

Als tektonisch am schwierigsten zu interpretierendes Gebiet beginnt diese Zone im W in der
Grube der Gips-Union in Kienberg und endet als weite Synklinale im Buech SW Oberhof. Die drei
grossen Einsturztrichter im Trigonodusdolomit auf dem Plateau N Windleten (Berten des S.A.)
deuten auf die Nähe der Anhydritgruppe, d.h. auf eine starke tektonische Ausdünnung der Haupt-
muschelkalkserie, hin. NNW Windleten scheint der Hauptmuschelkalk lokal ganz ausgeschert zu
sein. Trotz mehrmaliger intensiver Begehung konnten die tektonischen Verhältnisse im Gebiet von
Mülacher – Barm wegen der schlechten Aufschlussverhältnisse, üppiger Vegetation und starker
Ueberschüttung nicht voll abgeklärt werden. Mit den heutigen Kenntnissen lassen sich die dortigen
Komplikationen wahrscheinlich so erklären: nach der ersten Anlage dieser Mulde wurde der E-Teil

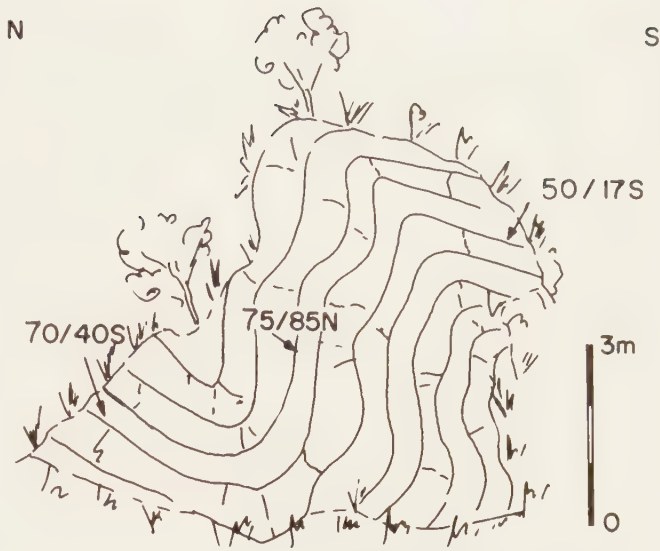


Fig. 24 Situationsskizze des Muschelkalkausbisses
N Flueraim

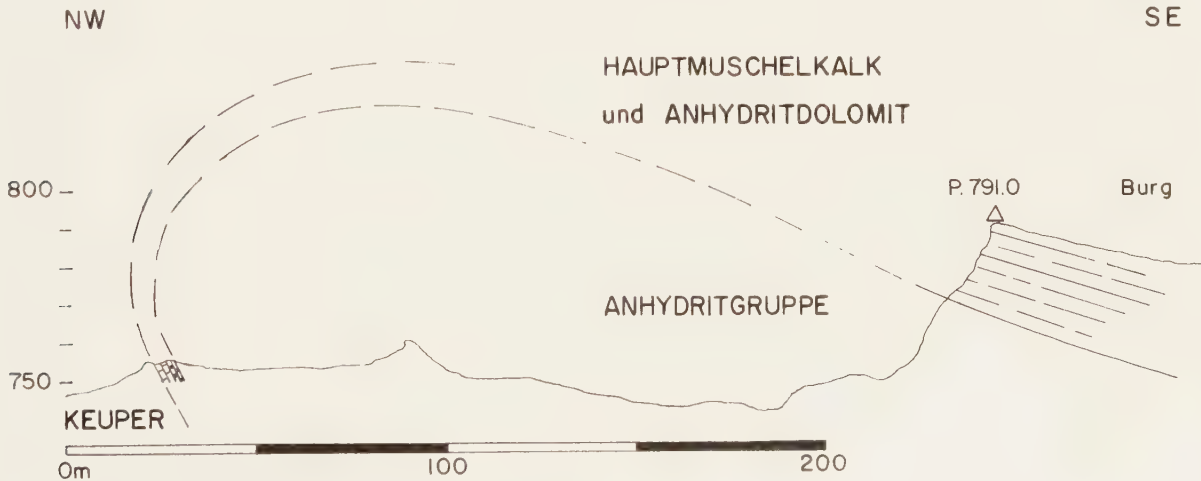


Fig. 25 Tektonische Situation bei Cholen

durch eine bei Barm nach NE streichende Verwerfung relativ zum W-Abschnitt abgesenkt. In der Folge konnte sich im Buech normal eine Synklinale entwickeln, während die starre Muschelkalkplatte SW Barm sich am aufbiegenden N-Rand der Burg-Mulde staute, im S zerbarst und von Trigonodusdolomit und Lettenkohle des Mülachers, in sich selbst nochmals verschuppt, stellenweise überschoben wurde.

Ob es sich beim SW-NE streichenden Bruch von Rängen gegen Barm um eine im Zusammenhang mit dem Grabenbruchsystem von Wölflinswil stehende Bildung handelt, kann nicht entschieden werden, scheint aber nicht sehr wahrscheinlich.

Der S-Schenkel der Mulde bildet, besonders SE Hasli, zugleich den N-Schenkel der Windleten-Antiklinale. Im Gebiet der Windleten selbst sind grosse Teile des ausgedünnten Schenkels versackt und deshalb Zusammenhänge nicht erfassbar. In der Gegend Rängen - Hasli liegt der S-Schenkel überfahren.

(IV) Synklinalschuppe von Rängen - Hasli

Im W bei Rängen, eventuell als Verlängerung der oben genannten Störung von Barm, im E bei Hasli um P. 765 durch Verwerfungen begrenzt, wurde diese Zone - ursprünglich der S-Schenkel der Muldenzone (III) - weiter nach N verfrachtet mit parallel gehender synklinaler Verformung. Im E wurde von der Anhydritgruppe als Jüngstes Keuper, im W Trigonodusdolomit überfahren.

Der Muschelkalk W Rängen zeigt sich im W-Anriss stark verfaltet, trägt z.T. noch synklinale Züge, lässt aber eine eindeutige tektonische Zuordnung nicht zu.

(V) Antiklinale von Windleten

Mit dem Muschelkalk der Zonen (III) bzw. (IV) als N-Schenkel und dem einheitlichen Muschelkalk des Rumismattzuges als S-Schenkel, zieht sich im Tälchen von Windleten der meist bis in den Gips der Anhydritgruppe erodierte Kern dieser Falte gegen Einolte im E hin. Aufschlüsse im Antiklinalern sind selten; die besonders S Rängen und S Hasli gehäuft auftretenden Einsturztrichter verraten das Gipsmaterial jedoch eindeutig. Im Gipsbruch von Kienberg bilden die diapirartigen Gipsmassen als Unterlage der Mülacher-Muldenschuppe eine Einheit mit der Anhydritgruppe dieses Antiklinalerns. Einzig eine ungefähr E-W streichende, NNW einfallende tektonische, bis 4 m mächtige Trümmerzone von Muschelkalkbrocken, Gips und Anhydritgruppenmergeln, die den Gipskomplex zerschneidet, lässt auf eine Unterschiebung durch die Anhydritgruppe von Windleten schliessen. Gegen W hin, über den Erosionskessel hinweg, scheint sich dieses Gewölbe noch ins Antiklinalende von Schuppe (III) und (IV) des Stellichopfs (vgl. p. 114) fortzusetzen, schlägt wenig W davon aber in eine Überschiebung aus.

Auch im E zeigt sich W Einolte die Gewölbestruktur noch deutlich, wird in der Einolte selbst aber bereits durch Verschuppung zerquetscht.

(VI) Muschelkalkzug Rumismatt - Rumisholden

Einen ersten Einblick in die östliche Fortsetzung des Stellichopfzuges erhalten wir im Tobel W Frauholdenhof. Bei Koord. 640 110/253 530 zeigt sich ein kofferfaltenähnliches Aufstossen des Muschelkalkes mit $90/55^{\circ}$ N im N- und $80/50^{\circ}$ S im S-Schenkel. Diese Aufbiegung lässt sich höher - an der Strasse Salhöchi - Kienberg - W Frauholdenhof auch im Trigonodusdolomit erkennen und erklärt das breite und im N abnorm fallende Vorkommen der Lettenkohle E davon. Gegen E zu scheint sich diese Falte vollends auszuglätten.

Folgen wir der Strasse weiter gegen Kienberg hinunter, so finden wir bei Koord. 640 200/253 725 ein sich gegen E zu neu entwickelndes Element. Eine axial ca. W-E streichende, im Scheitel leicht zerbrochene Antiklinalfalte mit $110/50^{\circ}$ N und $100/55^{\circ}$ S stehenden Schenkeln ist wohl der Vorläufer einer 300 m weiter östlich bereits ausgeprägten Überschiebung von Muschelkalk auf Grenzdolomit. Gegen Rumismatt hin beginnen sich die Schichten der S-Schuppe steil aufzurichten, bilden - im Trigonodusdolomit bei Koord. 640 950/253 875 erkennbar - eine im Scheitel vorerst berstende Antiklinalfalte und formen den S-Schenkel der Rumismatt-Synklinale. Im Gebiet von Rumisholden zerbricht diese Falte vollends und der südliche Hauptmuschelkalk wird leicht auf gegen E auskeilenden Trigonodusdolomit aufgeschoben.

Im Durchbruch des Bächleins von Bruggacher her gegen Oberhof sind noch ca. 2 m Trigonodusdolomit vorhanden. Im Muschelkalkzug S Einolte - Summerholden scheint diese Störung auszuheilen.

2. Faltenjura s.s.

Mit dem südlichsten Muschelkalkzug der Schuppenzone setzt der eigentliche Faltenjura ein, der sich im Kartierungsgebiet von N nach S folgendermassen gliedern lässt:

- a. Geissflue - Wasserflue-Synklinale
- b. Leutschenberg-Antiklinale
- c. Burgflue - Aarauer-Synklinale
- d. Hauenstein - Gugen-Antiklinale
- e. Aaretal-Synklinale

a Geissflue - Wasserflue-Synklinale

Aus der Muschelkalkzone SE Zeglingen beginnt sich gegen E die Geissflue-Mulde zu entwickeln, wie sich im Westen SW Wiesen aus der Schuppenzone heraus die Burgfluemulde (BARTHOLET 1964, p. 121) aufbaut. Kontinuierlich ist die Entwicklung vom Chienberg S Zeglingen über Erliböden zu beobachten. Einzig W Weid verstellt die SW Sodägerten einsetzende und gegen S ziehende Verwerfung (vgl. p. 114) die Schichtfolge um ein Weniges. Ist vorerst S Schafmatt ausser einer unbedeutenden Reduktion des Keupers im S-Schenkel die Mulde normal entwickelt, so setzen S der Geissflue, wo im Muldenkern der Hauptrogenstein einsetzt, im S-Schenkel Komplikationen ein; die Schichten vom Keuper bis in den Unteren Dogger sind stark ausgequetscht, das Fehlen des Opalinustones E Balmis lässt direkt Murchisonaeschichten gegen Lias stossen, und NE Meiershöchi scheint auch der Lias noch ausgeschert, so dass Keuper direkt die Murchisonaeschichten unterlagert. Die Erklärung ist einerseits durch das Aufpressen des Muschelkalkes im S, andererseits durch ein sekundäres Südwärtsgleiten der Hauptrogensteinmulde gegeben. Andeutungen für dieses Rückgleiten erkennt man im Nesselgraben N Rotholz, der durch das Weggleiten des Hauptrogensteins gegen S auf oberstem Unterdogger (Blagdenischichten) und den Acuminataschichten - wahrscheinlich ohne direkte tektonische Störungen durch reine Schweregleitung - entstanden ist.

Ob das topographisch unruhige Bild im Rotholz und E Geissflue durch Erosion entstanden oder durch die Rogensteinplatte zerteilende Brüche bedingt ist, lässt sich bei den heutigen Aufschlussverhältnissen nicht entscheiden.

b Leutschenberg-Antiklinale

Im W entwickelt sich vorerst normal aus dem S-Schenkel der Geissfluemulde heraus der N-Schenkel des Leutschenberggewölbes, dessen Kern am westlichen Blattrand bis in den Gips der Anhydritgruppe aufgeschlossen ist. Ein neu ausgebauter Weg von E Burgmatten gegen Erliböden gibt Einblick in die tektonischen Verhältnisse (siehe dazu Fig. 26). Die bereits erwähnte Störung W Weid setzt sich auch in den Muschelkalk des N-Schenkels dieses Gewölbes fort und versetzt ca. 100 m S Erliböden den E-Teil ca. 25 m weiter nach N. Eine parallele Störung scheint ca. 50 m weiter W den Muschelkalk der Kohlrüti nochmals ca. 40 m gegen N zu versetzen.

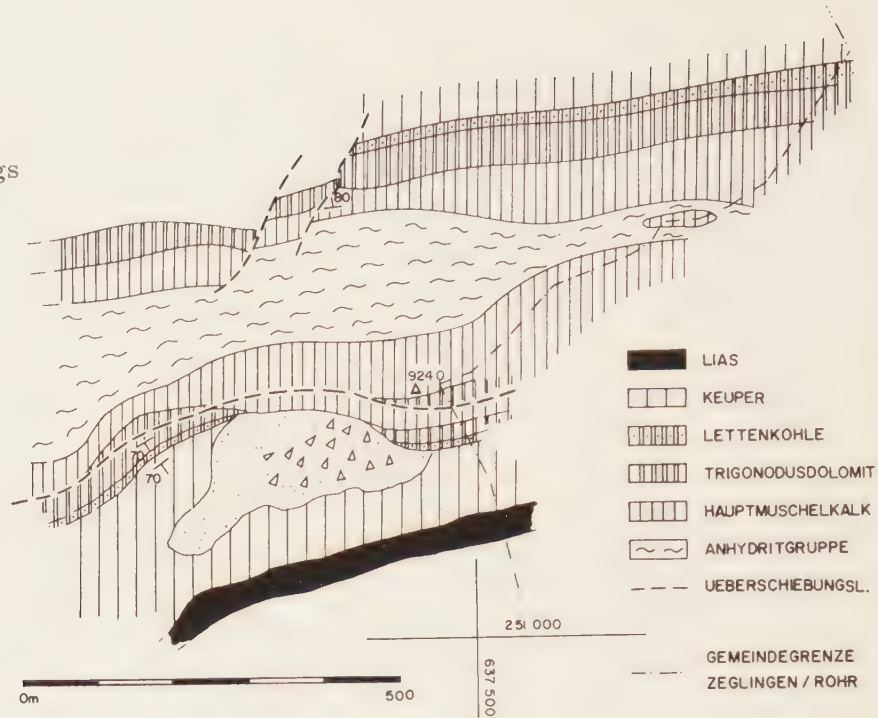
Der S-Schenkel, meist steil einfallend, ist verworfen und beginnt sich NW Ban zu verschuppen. Er wird bei Hof Rumpel durch die südliche Aufschiebung synklinal aufgepresst und zerschert und zeigt als Jüngstes rote Keupermergel, die am Weg von Meiersweid gegen Dürrhalden beobachtet werden konnten.

SW Gitziberg ist der antiklinale Bau noch deutlich erkennbar, wird gegen E durch die Bergsturmassen der Geissflue überdeckt, und erst E Balmis gegen Häldeli lässt sich die Muschelkalkzone wieder verfolgen. Vorerst erscheint der S-Schenkel steil aufgerichtet bis nach S überkippt, fällt auf kurzer Strecke steil nach S und steht bei Häldeli saiger. Der N-Schenkel ist überfahren, abgesetzt und höchstens bis in die Lettenkohle sichtbar. Zwei isolierte Muschelkalkvorkommen N Häldeli scheinen, wie schon MÜHLBERG (1908, p. 62) vermutete, aufgeschleppte Fragmente des N-Schenkels zu sein.

E des Bergsturzgebietes S Rotholz ist der Antiklinalcharakter, nach S überkippt und an die Doggermassen der Gälflue angepresst, wieder feststellbar.

Auf die Rolle der sich NW Ban zu entwickeln beginnenden Störung wird im regionalen Teil (p. 125) eingegangen. Sie versetzt im W als Abschiebung Trigonodusdolomit gegen Plattenkalk oder unteren Trigonodusdolomit des Süd-Schenkels der Leutschenberg-Antiklinale. Auf der gleichen Linie entwickelt sich gegen E die Aufschiebung (vgl. Fig. 27). Die Schichten fallen oft steil südwärts überkippt nach N ein. Beim Hof Rumpel taucht saiger stehend der Muschelkalk, und die

Fig. 26
Geologische Situation
des westlichen Leutschenbergs



Ueberschiebungslinie verläuft im Trigonodusdolomit. Sie ist gegen E vage verfolgbar, bis sie SW Rütflue wieder klar fassbar wird, wo Keuper und Lias in tektonischen Kontakt mit Unterem Dogger der Rütacher-Synklinale treten. S Rütacher verläuft die Aufschiebungslinie im Opalinuston, lässt sich nicht mehr erfassen und wird wahrscheinlich von südlicheren tektonischen Elementen überfahren (vgl. Fig. 27).

c Burgflue - Aarauer-Synklinale

Die im W als Burgfluemulde bezeichnete Einheit zeigt bei ihrer Querung des Kartierungsgebietes bis zu ihrer Oeffnung und gleichzeitigen Verflachung zwischen Gugen und Egg zur Synklinale von Erlinsbach - Aarau vielfältige tektonische Komplikationen (vgl. Taf. X im Anhang).

Als erstes sticht der versetzte und unterbrochene Verlauf der Muldenachse ins Auge. Streicht die Mulde in der Burgfluegegend ruhig ENE, so fehlt im Bangebiet ein eigentlicher Synklijnalcharakter, der erst im Flüeli NE Bad Lostorf, gegen Falkenboden NE streichend, wieder einsetzt. SW Rohr ist von dieser Mulde nichts mehr festzustellen, und die entsprechende Haupttrogensteinmasse von Guschenweid - Stellirain ist gegenüber dem westlichen Block nach Süden versetzt; die Synklinale müsste gegen NE in das Gebiet von Rohr streichen. Die Mulde von Rütacher ist als ursprüngliche Fortsetzung dieser Synklinale zu deuten, die aber durch die grosse WSW streichende, sich von der Leutschenbergantiklinale abspaltenden Störung, gegen N abgesetzt wurde. Das E-W-Streichen der Rütfluemulde biegt bis zur Oeffnung gegen Erlinsbach langsam und kontinuierlich gegen SE ab.

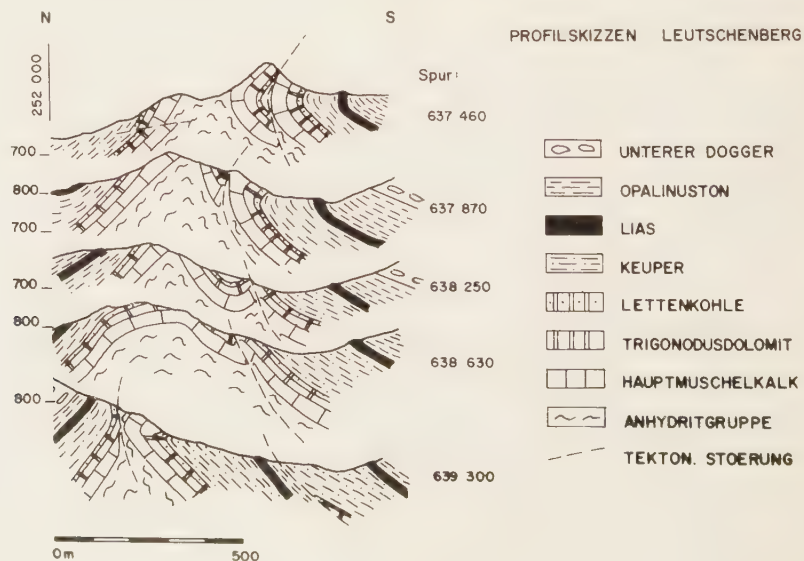
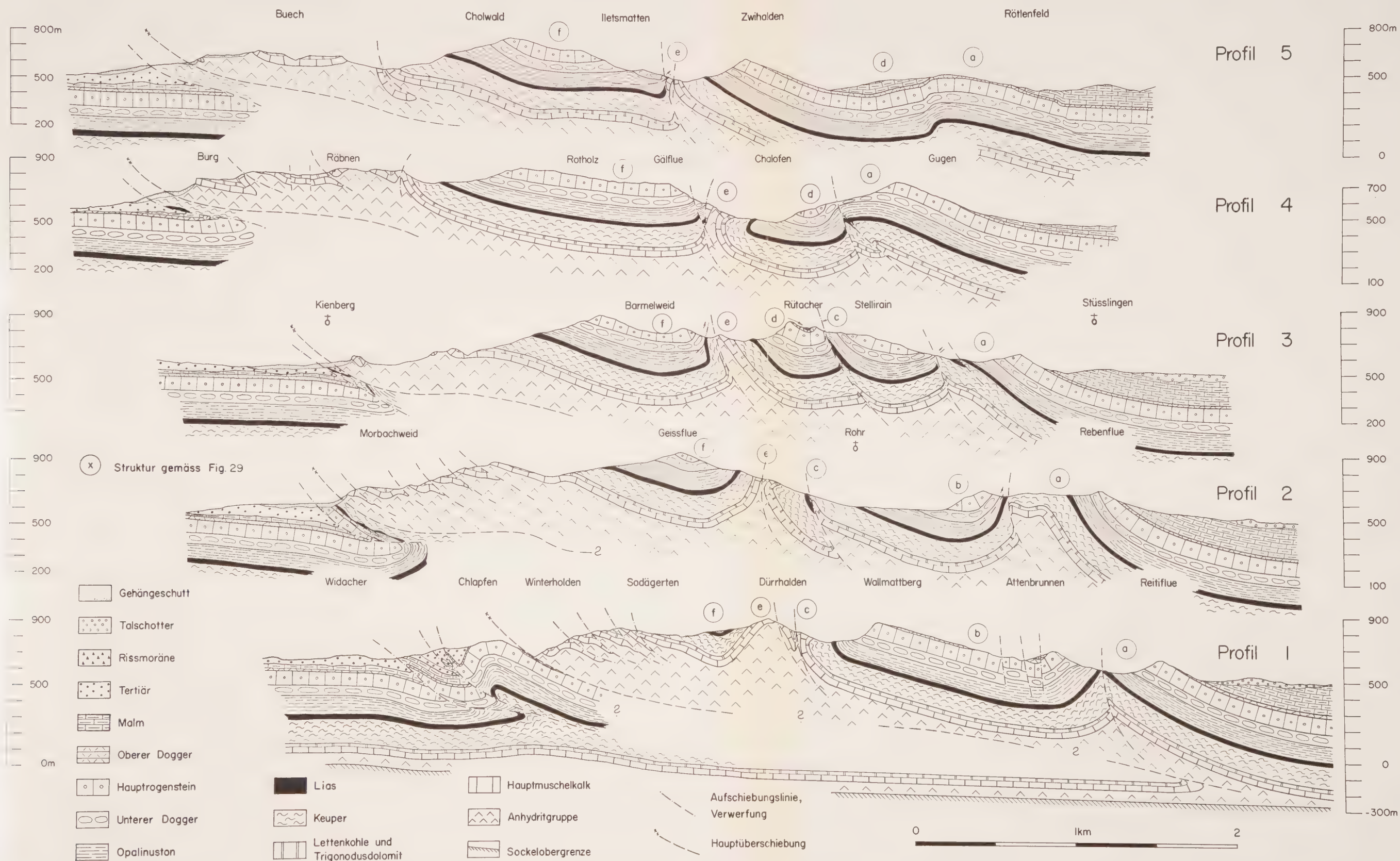


Fig. 27
Tektonische Profilschizzen in der
Leutschenberggegend



Tafel XI Tektonische Profile West

F. MÜHLBERG verzichtete auf eine genetische Deutung dieser Strukturen. Es soll deshalb kurz dargestellt werden, wie wir die Bildung dieser Zone interpretieren.

E des Burggraben ist die Haupttrogensteinplatte durch eine Querstörung, die wahrscheinlich bis in den Opalinuston, höchstens bis in den Keuper reichen dürfte, vom Burgfluekomplex abgetrennt und nach S versetzt worden. Eine parallele Bewegungsfuge im Ban begrenzt das Gebiet im E. Auf dem Opalinuston ist diese Masse – wie es schon HARTMANN (1917) interpretierte – in der Gegend des Falkenstein-Ban als Gleitpaket abgesackt. Wie auf p. 136 dargelegt wird, liegt die Vermutung nahe, dass dieses Rückgleiten bereits in einem späten tektonischen Stadium stattfand. Dies setzt allerdings eine relativ tiefe Ausräumung des Tales im Süden davon zum Zeitpunkt dieses Gleitvorganges voraus, was nicht bewiesen werden kann.

Der Grosse Chastel stellt eine intern zerrissene und nochmals weiter südlich abgesackte Masse dar. Der Ban selbst bildet im N eine 20–30° SSE einfallende Platte, die im S durch eine NE laufende Hauptstörung abgeschnitten wird und sich SE davon, leicht aufgeschoben, als NE streichende, durch generell NW laufende Störungen zersetzte Synklinale fortsetzt. Der S-Schenkel ist mit einem N-Fallen von 50–70° steilgestellt und im Unteren Dogger ausgedünnt.

Zwischen Falkenboden und Rütflue fehlt die direkte Fortsetzung, und das entsprechende Doggerpaket von Guschenweid–Stellirain ist, mit einer gleichzeitigen Drehbewegung um einen relativen Fixpunkt am Plattenoststrand, gegen SE auf Opalinuston abgeglitten. Damit würde sich auch die Stellung des Lias N Stüsslingen erklären (vgl. Taf. X, im Anhang).

Der bis jetzt betrachtete Abschnitt liegt normal auf dem S-Schenkel der Leutschenberg-Antiklinale, resp. auf der sich daraus abspaltenden Schuppe, die von der Rütachermulde – die sich über Bockmatten gegen Obererlinsbach hin öffnet – N Petersweid überfahren wird.

d Hauenstein – Gugen-Antiklinale

Das von verschiedenen Autoren im W als Hauenstein-Antiklinale bezeichnete Gewölbe ist einzig am Gugenostende normal entwickelt.

Im W des Untersuchungsgebietes, N Schwanden, ist der Kern bis in den Muschelkalk des S-Schenkels erodiert. Auch in der Ostfortsetzung zeigt sich einzig der S-Schenkel normal entwickelt, im Gebiet des Rintels bis in den Gipskeuper. Der N-Schenkel ist gepresst und ausgeschert. In der Gegend von Bad Lostorf ist der Kern lokal, bedingt durch das Gleitpaket des Ban und eventuell durch die Falkenbodenverwerfung, von Unterem Dogger überschoben, zeigt sich aber östlich davon wieder bis in den unteren Keuper.

Die Quellen von Bad Lostorf entspringen dieser Zone. Geologisch und chemisch wurden sie besonders von HARTMANN (1917) untersucht. Nach diesen Ergebnissen fliesst die nördliche, als "Gipsquelle" bezeichnete Quelle, aus dem Keuper der Ban-Unterlage. Eine zweite, die "Schwefelwasserstoffquelle", steigt aus der Anhydritgruppe des gequetschten Gewölbekerns der Hauenstein-Antiklinale.

S Stellirain ist der Muldenkern im Lias zerbrochen, durch das oben vermutete Dreh-Gleiten des Doggerkomplexes zerstückelt und um beinahe 90° aus der ursprünglichen Streichrichtung abgedreht worden. In der Region Schürmatt – Rüt matt schliesst sich der Kern, biegt parallel der Rütacher – Aarau-Synklinale von einem E-W-Streichen scharf in eine NW-SE-Richtung um und bildet den Grat des abtauchenden Gewölbes des östlichen Gugen. Das Gugenostende taucht mit einem Achsengefälle von ca. 15° gegen SE ab, scheint sich zu verflachen und verliert sich in den sich vereinigenden Aaretal- und Aarau-Synklinalen.

Mit unterschiedlichem mittlerem bis steilem S-Fallen, am W-Ende des Gugen sogar mit überkipptem N-Fallen, bildet der S-Schenkel der Hauenstein – Gugen-Antiklinale die markante Grenze des orographischen Faltenjura.

e Aaretal-Synklinale

Der sich gegen S zu rasch verflachende S-Schenkel der Dottenberg – Rebenflue – Gugenkette leitet über zur breit angelegten Aaretalsynklinale. N Stüsslingen scheint der Haupttrogenstein der östlichen Rebenflue längs einer kleineren N-S-Transversalverschiebung, gleichsinnig wie die kleine Störung der Rebenflue N P. 688.1, weiter nach N verfrachtet worden zu sein als das Westende des Gugen.

In der Aaretalmulde wurde von MÜHLBERG (1908, p. 61) eine kleine Sekundärfalte, deren

Achse über Niedergösgen – Eppenberg läuft, signalisiert. Wie bereits AMSLER (1915, p.450) berichtete, handelt es sich vielmehr um eine südwärts gerichtete flexurartige Abbiegung.

Südlich des Gebietes wird der Malm nochmals zur Born – Engelberg-Antiklinale aufgebogen, die, wie schon die topographische Karte erahnen lässt, südlich der Linie Dulliken – Däniken in der Gegend von Rothacker parallel dem eigenartigen Umbiegen des Gugenostendes aus dem W-E-Streichen gegen SE abgelenkt wird und unter die Molasse taucht.

II BETRACHTUNGEN ZUR TEKTONIK DES OSTJURA ZWISCHEN DEM UNTEREN HAUENSTEIN IM W UND DER AARE IM E

A HISTORISCHER ÜBERBLICK

In diesem Rahmen kann nicht auf die Entwicklung der Ansichten über die Tektonik des Ostjura im allgemeinen eingegangen werden. Es seien nur die Namen genannt, die zur Erforschung des Gebirgsbaues wichtige Beiträge geleistet haben: A. MOUSSON (1840), B. STUDER (1853), T. ZSCHOKKE (1854), A. MÜLLER (1862) und C. MOESCH (1867).

Durch die Herausgabe besserer topographischer Karten (Siegfried-Atlas) begünstigt, leistete F. MÜHLBERG um die Jahrhundertwende für die Tektonik eigentliche Pionierarbeit. Sein grösster Verdienst liegt in der Erforschung der Grenzregion Tafel-/Kettenjura, die er in verschiedenen Publikationen behandelte. In seinen Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Aarau, 1908, gab er als erster einen Ueberblick über den südlichen Teil des im folgenden zu betrachtenden Gebietes.

Entscheidende Fortschritte brachten AMSLERS detaillierte und gut fundierte Beobachtungen und Ueberlegungen, die leider oft in etwas kompliziertem Stil niedergelegt wurden.

In den Jahren 1957–1960 wurden als Diplomarbeiten vom Geologischen Institut der ETH und der Universität Zürich aus östlich meines Kartierungsgebietes von A. BAUMER (1957), P. MERKI (1958), M. ZIEGLER (1958), J. MÜRI (1959) und A. PAPADOPOULOS (1960) Neuaufnahmen im Massstab 1:10 000 ausgeführt.

B EINLEITUNG

Der Zweck dieses Teiles umfasst folgende Punkte:

1. Zusammenfassende Darstellung der wichtigeren Ergebnisse der Diplomarbeiten im Ostjura in tektonischer Hinsicht.
2. Schaffung des Anschlusses an die tektonischen Karten im W des Untersuchungsgebietes, d.h. im besonderen an die neueren Darstellungen von H. U. BARTHOLET (1964) und H. GOLDSCHMID (1965).
3. Generelle Uebersicht und Diskussion des Aufbaues und der Genese des Ostjura, soweit sich gegenüber den grundlegenden Arbeiten von MÜHLBERG und AMSLER neue Aspekte aufzeigen lassen.

Neben den eigenen Aufnahmen basiert die tektonische Karte (Taf. X) und die Profilserie (Taf. XI und XII) auf den geologischen Aufnahmen der Diplomarbeiten, deren Originale am Geologischen Institut der ETH deponiert sind. Ueber die Situation der Aufnahmegebiete orientiert Fig. 28.

Unter der Voraussetzung ihrer Richtigkeit wurden die Kartierungen meist direkt übernommen und für das Original der tektonischen Karte auf 1:25 000 generalisiert übertragen. Der Klarheit wegen wurde das Quartär im Juragebiet weggelassen und nur die grossflächigen Talschotter abgetrennt.

Ueber die tektonischen Verhältnisse E der Aare bis zum Lägernostende liegen seit den Aufnahmen durch F. MÜHLBERG (1905), G. SENFTLEBEN (1923) und R. NOTZ (1924) ausser von C. SCHINDLER (1967) keine neueren Publikationen vor. Durch R. GYGI steht eine Zusammenfassung der tektonischen Ergebnisse seiner Arbeit (Manuskript, Semesterarbeit 1961) im Gebiet des Chestenbergs in Aussicht.

C TEKTONISCHE ÜBERSICHT

Auf die Tektonik des engeren Untersuchungsgebietes, die im vorangehenden Teil betrachtet wurde, wird nach Möglichkeit nicht mehr eingegangen, und nur insofern es sich für die Gesamt-schau als notwendig erweist darauf verwiesen.

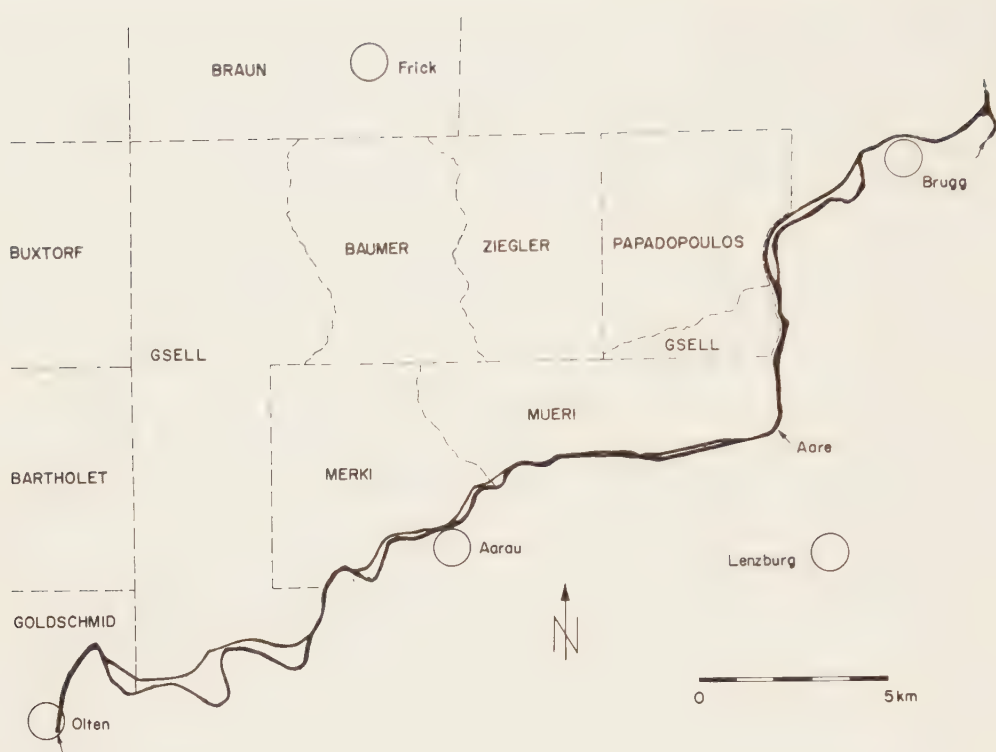


Fig. 28
Uebersicht über die
Kartierungsgebiete

1. Gefalteter Tafeljura und aufgeschobene Massen

W der Zig verschwindet das Sprüssel-Gewölbe unter den Muschelkalkmassen der vorbranden-
den Schuppenzone. E der Winterholden taucht das Gewölbe des Chlapfen relativ steil auf (vgl. p. 111).

Das Sprüssel-Gewölbe wurde beim Bau des Hauensteinbasistunnels als kleine Doppelfalte er-
kannt (BUXTORF 1916, p. 199). MÜHLBERG (1901, p. 12) und BARTHOLET (1964, p. 101) brachten
die beiden Gewölbe des Sprüssel und des Chlapfen in direkten Zusammenhang. Andererseits ver-
mutet AMSLER (1926, p. 11), dass die beiden Brüche S des Ventilationsschachtes (vgl. BUXTORF,
1916, Taf. X und Profil 3) den beiden Störungen N des Chlapfen E Oltingen entsprechen, "diese
also durch den Juraschub an ihrem NE-Ende schiefgedrückte, präkettenjurassische variszisch
streichende Grabenbrüche wären". Dieses Bruchsystem würde also eine hypothetische Verbindung
der beiden Gewölbeachsen in der Gegend unter der Zig queren. Der Charakter der "variszisch"
verlaufenden Störungen - im W Grabenbruch, N des Chlapfen Aufschiebungen - machen die Hypo-
these von AMSLER wenig wahrscheinlich.

Das Sprüsselgewölbe verschwindet einerseits in ENE-Richtung unter der Zig, der Chlapfen
andererseits taucht ca. 300 m nördlich der zu erwartenden Achsenverlängerung wieder auf und
zeigt ein ausgeprägtes SW-NE-Streichen. Für diese Diskrepanz lassen sich verschiedene Interpre-
tationen aufführen:

- a) Unregelmässiger Verlauf des ursprünglichen Tafeljurasüdrandes, als dessen Folge die heutigen
Vorfallen sich beim beginnenden Schub in verschiedenen, dem späteren Abbruchrand mehr oder
weniger parallelen Achsenrichtungen entwickelt hätten. Wir hätten also unter den Muschelkalk-
massen der Zig - Winterholden mit einem effektiven Abbiegen der Achsenrichtung zu rechnen,
und der Chlapfen wäre eine direkte Fortsetzung des Homberg - Sprüssel-Gewölbes.
- b) Der Chlapfen ist die Fortsetzung des Sprüssel-Gewölbes, befindet sich jedoch nicht mehr in
seiner ursprünglichen, weiter S gelegenen Position, sondern wurde im Keuperniveau abgesichert
und an der Stirn der nordwärtsdringenden Schuppenzone in die heutige Lage gebracht. Dabei wäre
der Chlapfen ebenfalls aus seiner ursprünglichen Richtung abgedreht, d. h. im Gegenuhrzeiger-
sinn rotiert worden. *
- c) Es handelt sich beim Chlapfen nicht um die E-Fortsetzung des Sprüssels. Dieser verflacht gegen
Osten südlich des Chlapfen, ist also der Beobachtung heute unter der Schuppenzone entzogen, und
wird abgelöst von einer im N davon neu sich bildenden Chlapfenfalte.

* Zu dieser Ansicht neigt vor allem Prof. R. TRÜMPY.

Da es sich um reine Hypothesen handelt, von denen keine zwingend ist, wurden verschiedene Möglichkeiten auf Taf. XIII zur Darstellung gebracht.

E Oberhof taucht das bereits von MÜHLBERG (1893) erwähnte Gewölbe des Risshübels (=Aeberstell) auf, wird E davon vom Muschelkalk des Strihen überfahren und setzt sich anschließend wahrscheinlich in der überkippten Falte der Pfaffenholden - Urgiz gegen E fort. Neu taucht S davon die Winterholden - Aemet - Falte auf. Eingehend beschrieben wurden diese Gewölbe von AMSLER (1919), BAUMER (1957, p. 59) und M. ZIEGLER (1958, p. 62 f).

Beides sind asymmetrische Antiklinalen mit einem flach aufsteigenden S-Schenkel und steil stehendem bis überkipptem N-Schenkel. Die Aufschiebung der Winterholden - Aemet - Antiklinale, welche weniger überkippt liegt als die Pfaffenholden - Urgizfalte, kann N Densbüren E des Gasthofes Bären bei Koord. 646 250/256 350 beobachtet werden. Sie zeigt den Haupttrogenstein der Aemetfalte, welcher in scharfem Kontakt zu den z. T. aufgeschleppten Varianssschichten des Urgizgewölbes steht. W davon zieht die Aufschiebungslinie schief durch die Malm-Tertiärserie.

Die Ueberschiebung des Malm der Urgizfalte auf das Tertiär des Tafeljura ist am Densbürerbach NNE Breiti beobachtbar. M. ZIEGLER (p. 64) glaubt an Verwerfungen am Zeiherbach E Weid eine letzte Andeutung der Winterholden - Aemet - Antiklinale zu sehen. Die Pfaffenholden - Urgizfalte klingt nach ihm gegen E rasch aus und lässt sich im Gebiet des Bann nicht mehr erkennen. Den Callovian-Aufschluss am Zeiherbach bringt ZIEGLER nicht mehr in Zusammenhang mit der Urgizfalte, sondern betrachtet ihn als den anerodierten Scheitel eines selbständigen Gewölbes, das sich im S der ausklingenden Urgizfalte als Ablösung gegen E zu entwickelt und N des Zeiher Hombergs mit leicht überkipptem N-Schenkel durchzieht. Einer direkten Verbindung dieses Callovianfensters mit dem Urgizgewölbe steht jedoch kein entscheidender Grund entgegen. Dem entsprechend wurde die tektonische Karte interpretiert (Taf. X).

Gegen E zu wird dieses Gewölbe unter dem Einfluss des vorgepressten Komplexes des Hombergs und Linnerbergs zerrissen, der N-Schenkel vorerst flexurartig steilgestellt und nördlich des Zeihergutsches und Linnerbergs überkippt und zu einer liegenden Synklinalfalte umgeformt. Der S-Schenkel ist im S zurückgeblieben und bildet die Unterlage der aufgeschobenen Massen. Mit dem Zurückweichen dieser Massen W Berg entwickelt sich wieder eine vorerst nach N überkippte Antiklinale, die sich im Gebiet von Chneublet im Scheitel normal aufrichtet und nur noch im Malm des steil aufgerichteten bis S-fallenden N-Schenkels eine Flexur zeigt, die gegen E zur Synklinale von Brugg - Turgi ausgebaut wird. Die Antiklinale selbst zieht S Brugg und Gebenstorf weiter gegen E. Die Aufschlussverhältnisse sind jedoch nicht genügend, um die Tektonik besonders im Gebiet um Berg eindeutig darstellen zu können.

Wie aus den Profilen 7 - 10 (Taf. XII) ersichtlich ist, folgt über dem eigentlichen gefalteten Tafeljura der als aufgeschobene Massen bezeichnete Komplex. Die Stellung dieses tektonischen Elementes erfuhr sehr unterschiedliche Interpretationen (vgl. p. 131).

AMSLER (1926) lässt - wie PAPADOPOULOS - als tiefstes Glied der "Doggerscholle" Keuper auftreten. Tektonisch interpretiert er diesen Komplex (p. 23) "als von der Juratafel abgeschertes, als faltenartige Scholle aufgeschürftes und nordwärts aufgeschobenes", also vom ehemaligen Tafeljura-Südrand stammendes Element. Andererseits lässt er in Analogie zu MÜHLBERG (1890) den Linnerberg sich E eines Querbruches "Im Berg" aus einer aus dem Aaretal sich rasch erhebenden Falte hervorgehen (p. 23). Wie oben dargelegt wurde, betrachten wir die damit gemeinte Antiklinale im Chneublet als östliche Fortsetzung der unter den aufgeschobenen Massen wieder auftauchenden - und somit von ihnen unabhängigen - Vorfaltenzone. Der von AMSLER erwähnte "Querbruch" ist in diesem Sinne die Ueberschiebungslinie der aufgeschobenen Massen auf die Vorfaltenzone.

Zu der unserer Ansicht nach richtigen Darstellung der tektonischen Zugehörigkeit der aufgeschobenen Massen zum Tafeljura gelangte AMSLER wahrscheinlich dank seiner Kenntnisse der Entwicklung der Verhältnisse westlich davon. Bereits 1915 wurde von ihm südlich von Densbüren vor der Stirn der Muschelkalkschuppenzone Keuper und Opalinuston auskartiert, die tektonisch zwischen Hauptüberschiebung und Vorfaltenzone liegen. Trotzdem schreibt er aber noch 1926 (p. 25) von der "Linnerberg - Homberg - Falte und der sie gegen Westen ablösenden Urgizfalte".

Mit den Kartierungen von BAUMER und ZIEGLER lässt sich nun sehr schön zeigen, dass mit diesem vorerst S Winterholden rudimentär angedeuteten Opalinuston gegen E kontinuierlich S der Vorfaltenzone und tektonisch unabhängig von ihr - unter Auftreten stratigraphisch immer höherer Schichten - sich der Komplex der aufgeschobenen Massen entwickelt und im E den Zeiher Homberg und den Linnerberg bildet (vgl. Profile auf Taf. XII). Der Keuper als basale Gleitschicht tritt S Zelgli und im Sulzbann noch zutage, bleibt gegen E mehr im Süden, so dass dort im heutigen Kon-

takt der Opalinuston die Gleitfunktion übernommen hat. AMSLER (1915) liess W Zelgli und im Tognet Opalinuston an Keuper grenzen. ZIEGLER (1958, p. 62) war es möglich, den dazwischenliegenden Lias und damit die normalstratigraphische Lagerung nachzuweisen. BAUMER (1957, p. 59) konnte beim Bau des Schulhauses von Densbüren die Verhältnisse des Schubspanes genau feststellen: "unter Muschelkalk (der Hauptüberschiebung) folgen grüne Keupermergel, die auf ca. 3 m Opalinuston aufgeschoben sind. Diese wiederum stehen in direktem Kontakt mit den eisenoolithischen Kalken des Callovian" (der Winterholden - Aemet-Antiklinale).

In diesem Zusammenhang sei nochmals zurückgekommen auf die als "aufgeschürfte Massen" (p. 111) beschriebenen Elemente besonders im Gebiet zwischen Kienberg und Oberhof. Unter Voraussetzung einer ursprünglich vorhanden gewesenen Antiklinale wurden sie als aus dem durch die Ueberschiebung des Muschelkalkes zerrissenen Scheitel stammendes Material gedeutet. Die Möglichkeit, dass es sich bei den Keuper- und Liasfetzen vor der Burg um den aufgeschobenen Massen zwischen Densbüren und Villnachern entsprechende Bildungen handelt, muss offen gelassen werden.

Beim heutigen Stand der Kenntnisse erscheint es mir aber berechtigt, anhand der dargelegten Interpretationen hier von aufgeschürftem, dort von aufgeschobenen Massen zu sprechen. *

Zur Erklärung der Herkunft der aufgeschobenen Massen scheint mir folgende Hypothese am wahrscheinlichsten: zu Beginn des Schubes von Süden setzte der S-Rand des nachmaligen Tafeljura dem im S der nachfolgenden Ueberschiebungslinie gelegenen heutigen N-Rand des Kettenjura - also an der mit Mont Terri-Linie bezeichneten Stelle - infolge bestehender Niveaudifferenzen Widerstand entgegen. Die dadurch entstehende Spannung wurde durch eine bis in den Keuper reichende, südwärts gerichtete Scherfläche, längs derer die darüberliegenden Massen des südlichsten Tafeljura durch den nachdrängenden Faltenjura aufgeschoben wurden, überwunden. Beim Fortschreiten der Ueberschiebung wurde dieser Keil immer mehr nordwärts transportiert und schlussendlich an seinem heutigen Ort z. T. vom Faltenjura überfahren.

Bereits BUXTORF (1916, p. 193) deutet die Möglichkeit an, dass die beim Bau des Hauensteinbasistunnels angetroffenen aufgeschürften Materialien von 0.5 - 6 m Mächtigkeit ursprünglich am Südrand des Tafeljura gelegen hätten.

2. Der Faltenjura

Im Hauensteingebiet - vgl. dazu die letzte Bearbeitung durch H. GOLDSCHMID (1965) - drängen sich die tektonischen Elemente in extremer Weise zusammen, und in der Spur des Hauensteinbasistunnels sind S der Schuppenzone nur die Synklinale der Burgflue und die aufgeschobene Antiklinale des Dottenbergs, die sogenannte Hauenstein-Antiklinale, vorhanden.

Die tektonische Uebersicht von GOLDSCHMID veranschaulicht sehr gut, wie sich die Hauenstein-Antiklinale SE Läfelfingen auf analoge Art aus der Schuppenzone heraus entwickelt, wie im W der Schuppenscharung die Passwang-Antiklinale S Eptingen in der Schuppenzone aufgeht.

Durch ähnliche weitere Ablösungen aus der Schuppenzone wird E des Hauensteins das tektonische Bild wieder mannigfaltig. Fig. 29 gibt einen Ueberblick über die in der Folge zu besprechenden tektonischen Strukturen.

a Hauenstein - Gugen-Antiklinale

Sie bildet mit ihrem S-Schenkel die eigentliche südliche Randkette bis in die Gegend von Erlinsbach, wo, wie auf p. 120 beschrieben, der Gugen als Gewölbe mit einem scharfen Knick gegen SE abtaucht. Ausser am Gugenostende ist nur der S-Schenkel der Antiklinale voll entwickelt. Der N-Schenkel, zugleich den S-Teil der im N gelegenen Synklinale bildend, ist z. T. überfahren oder ausgeschert. Treffen wir N des Dottenbergs noch Muschelkalk, so erfolgt die Aufschiebung gegen E in immer jüngeren Schichten, bis sich das Gewölbe im Opalinuston und Unteren Dogger schliesst.

b Burgflue - Falkenboden-Mulde

Die sich SE Läfelfingen normal öffnende Synklinale wird weiter im E durch die auf p. 118/120 beschriebenen Komplikationen gestört und verstellt. Im Kern sind als Jüngstes Effingerschichten erhalten.

* Prof. R. TRÜMPY zweifelt an der Richtigkeit dieser Unterscheidung und betrachtet, wie schon p. 122 erwähnt, auch den Chlapfen als allochthon.

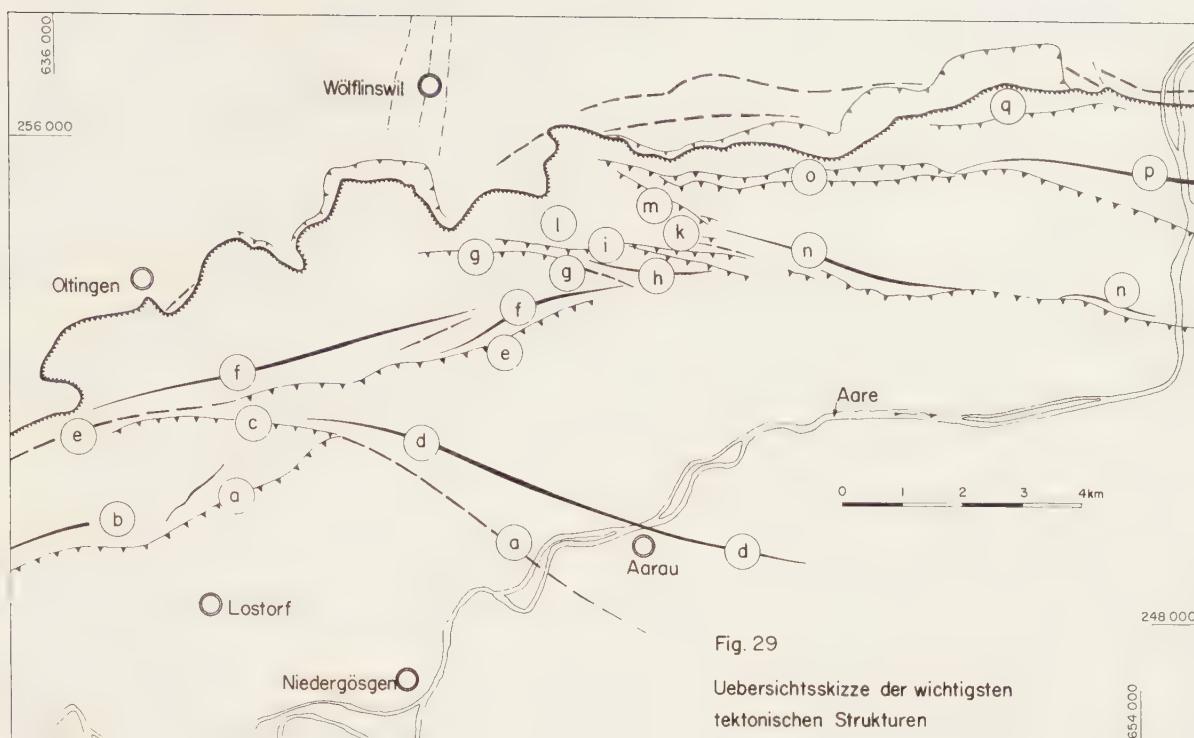


Fig. 29

Uebersichtsskizze der wichtigsten
tektonischen Strukturen

c Leutschenberg - Rüt matt-Aufschiebung

Bereits MÜHLBERG (1892, p. 11) erkannte, dass die Falte des Leutschenbergs die östliche Fortsetzung der Isenflue und des Kienbergs bildet. Die eigentliche Abspaltung aus der lokal erodierten Schuppenzone geschieht aber erst SE Zeglingen, wo sich die im N davon gelegene Synklinale der Geissflue - Wasserflue aus einer Keupermulde herauszuheben beginnt.

In seinen Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Aarau (1908, p. 62) erwähnt MÜHLBERG zum erstenmal eine Gabelung der Kette ostwärts in der Gegend von Rohr. Der südliche Ast zieht zwischen Rütflue und Stellirain gegen das Ostende des Gugen.

Dieses tektonische Element beginnt sich NW Ban abzuspalten (vgl. p. 117) und schiebt im W vorerst Muschelkalk auf Trigonodusdolomit. NW Rohr beginnt sich zwischen die Leutschenberg-Antiklinale und diese Aufschiebung die Mulde des Rütachers einzuschieben.

Die Rüt matt-Aufschiebung verläuft gegen SE in immer jüngeren Schichten. In der Gegend der Rüt matt wird sie vermutlich selbst überschoben durch die Gugenantiklinale.

Die Existenz einer Flexur NE des Gugen deuten wir als Folge der späteren Aufschiebung des Guggewölbes über die ältere Rüt matt-Störung.

d Rüt flue - Aarauer-Synklinale

Bis zur Rüt flue ist der S-Schenkel dieser Mulde gänzlich verschert. Einzig ein kleines Lias-vorkommen bei P. 686, NE Rumpel, kann als aufgeschlepptes Paket des ursprünglichen S-Schenkels gedeutet werden. S der Rüt flue beginnt sich im Hauptrogenstein eine eigentliche Mulde herauszuheben, deren Kern bis in die untersten Effingerschichten reicht. Der S-Schenkel ist jedoch auch hier meist stark gepresst. In der Gegend von Bockmatten öffnet sich die Synklinale mächtig und streicht breit über Erlinsbach gegen den Hungerberg, wo sie bis in die obere Süsswassermolasse erhalten ist.

Der N-Schenkel dieser Mulde streicht in der Egg vorerst ENE und biegt erst in der Gegend des Achebergs in ein E-W-Streichen um. Diese im Hauptrogenstein kulminierende Kette bildet mit der Egg, Acheberg, Homberg und der Gisflue den markanten Südabfall des Kettenjura. Zugleich bildet dieser Zug aber auch, mindestens im W, den S-Schenkel des Hauptstammes der Leutschenberg-Antiklinale.

e Leutschenberg-Antiklinale

Das bis ins Gebiet E Dürrhalden deutlich ausgebildete Gewölbe wird E Balmis immer mehr zerschert. Schliesslich wird der N-Schenkel durch den eigenen S-Schenkel überfahren. S der Gälflue tritt das Gewölbe, aufgeschlossen bis in die Anhydritgruppe, in nach N überkippter Lagerung wieder auf. Ob diese Stellung primär durch das Anbränden an die Geissflue-Synklinale oder sekundär durch das Südwärtsgleiten dieser Synklinaltafel bedingt ist, lässt sich nicht klar entscheiden. Wahrscheinlich spielen beide Faktoren mit. E des Ferienheims wird das Gewölbe an einer W-E laufenden Verwerfung lokal im N heraufgesetzt. S der Ramsflue ist der N-Schenkel wieder vollständig vom bis in die Anhydritgruppe aufgeschlossenen S-Schenkel überfahren.

Von S Hard an ostwärts vollzieht sich die Ueberschiebung im Ausbiss in immer jüngeren Schichten und verläuft N Sägel im gegen Unteren Dogger versetzten Keuper. Sie scheint sich nach MERKI südlich Herrenmatt im Keuper nochmals zu manifestieren und klingt dann über Pfaffenboden gegen den Grossen Wolf laufend im Lias aus.

f Geissflue - Wasserflue-Synklinale

W Erliböden beginnt sich im Keuper diese Mulde abzuzeichnen. Gegen E sind immer höhere Schichten erhalten; Hauptrogenstein bildet die Hochfläche zwischen Geissflue und Gälflue - Salhöchi, und gegen die Wasserflue zu ergänzt sich die Schichtfolge bis in die unteren Effingerschichten (vgl. auch p.117).

Zwischen Chölwald und Ilets Matten ist der Verlauf der Synklinale durch eine Nische unterbrochen, aus der wahrscheinlich ein Bergrutsch, wohl auf den Mergeln der Blagdenischichten, abgeglitten ist. Der grösste Teil dieser Rutschmassen ist bis heute wieder durch Erosion entfernt worden. Die Annahme einer solchen Rutschung könnte auch die abnorm flachliegende Lage des Opalinuston bei Ilets Matten erklären.

Der schlechten Aufschlussverhältnisse wegen kaum erfassbar, streicht eine flache Antiklinale oder Flexur von Ilets Matten gegen ENE, verflacht bald wieder, hat aber zur Folge, dass die von W her streichende Muldenachse im N davon ausstreicht und sich S davon, N Ramsflue, über Hard gegen die Wasserflue eine neue, vorerst NE gerichtete, weiter östlich W-E streichende Synklinalstruktur entwickelt. Am Ostende der Wasserflue stellte MERKI (1958, p.138) "zahllose kleinere Brüche, Verwerfungen und Flexuren" fest, deren Hauptrichtungen in der Streichrichtung der Synklinalachse oder senkrecht dazu verlaufen.

S der Gipsgrube SE Bänkerjoch ist die Mulde nochmals im Opalinuston und Lias feststellbar, zeigt sich hier aber viel schmaler und spitzer (disharmonische Tektonik) und sticht dann gegen E im Keuper in die Luft aus.

Bedingt durch die im folgenden zur erwähnende ESE-Struktur des Bänkerjochs im N dieser Synklinale, komplizieren sich die Verhältnisse im ausstreichenden Muldenkern. Die sich im Lias scheinbar schliessende Synklinal-Struktur ist bereits leicht durch den S-Schenkel überschoben. Diese Linie scheint sich gegen E noch bis in die Gegend der Staffeleggpasshöhe fortzusetzen.

g Bänkerjoch-Antiklinale

Der komplexe Schuppenbau S der Linie Oltingen - Kienberg - Oberhof wurde p.113 f eingehend betrachtet. SSW Oberhof beginnen sich daraus zwei deutliche Muschelkalkzüge abzutrennen. Aus dem Muschelkalk des südlichen Rumismatt - Rumisholden-Zuges entwickelt sich der über P.707, S Einolte, streichende Muschelkalk vorerst als normaler N-Schenkel der Geissflue - Wasserflue-Synklinale. W des Bänkerjochs beginnt die Virgation der Bänkerjochantiklinale, die unter die Keupermassen des Gross Wolf in ESE Richtung einstreicht und die E-W-Synklinale der Wasserflue scheinbar abschneidet. Der N-Teil dieser Abspaltung zieht im Muschelkalk bis W der Bänkerjochstrasse und verschwindet dort unter dem Trigonodusdolomit und Keuper des nächst nördlichen Muschelkalkzuges.

h Chli Wolf - Staffelegg-Mulde

Begrenzt im SW durch die Bänkerjochantiklinale, im N durch den Muschelkalk der Bernhalden, ist diese besonders im Lias um den Chli Wolf erkennbare Mulde nur in ihrem W-Teil deutlich ausgebildet. Im Kern tritt als Jüngstes Opalinuston auf. Durch MÜRI (1959, p.97) wurde sie zuletzt

untersucht. Er vermutet richtigerweise, dass die die Wasserflue-Synklinale in ihrem östlichsten Teil zerscherende Aufschiebung auch das E-Ende dieser Synklinale erfasst und auspresst, so dass der Lias gegen die Staffelegg hin zuerst - wie in der Gegend des Staffeleggbrunnens bei P. 562 - steilgestellt wird und weiter gegen Osten nur noch undeutlich als aufgeschleppte Blöcke erkannt werden kann.

i Aemmet - Bernhalden-Zug

Dieser nördlichere der beiden oben erwähnten Muschelkalkzüge - wahrscheinlich eine Abspaltung der im W beschriebenen Antiklinale der Windleten (p. 116) - lässt sich bis in die Staffelegg-gegend verfolgen, wo früher in einem als Schottergrube ausgebeuteten Aufschluss, ca. 180 m E der Passhöhe, der dieser Einheit zugehörige Trigonodusdolomit beobachtet werden konnte (MÜHLBERG, 1908, p. 63).

MÜHLBERG glaubte, dass sich in dieser Gegend die Antiklinalen des Benken und des Leutschenbergs zur sogenannten Gislifluhkette vereinigten.

k Lias-Keuper-Tektonik der Staffelegg-gegend

Auf die Detailverhältnisse dieses tektonisch sehr intensiv beanspruchten und kompliziert aufgebauten Gebietes einzutreten würde zu weit führen und wäre z.T. eine Wiederholung der Ergebnisse von AMSLER (1915). Er interpretierte damals diese Verhältnisse als reine Schuppentektonik (vgl. seine Profile), bedingt durch das Zusammentreffen differenter tektonischer Elemente und Phasen. ZIEGLER (1958, p. 54) bezweifelt diese ausgesprochene Schuppenstruktur innerhalb eines solch plastischen Komplexes und deutet diese Zone wohl mit Recht mehr als aufgeschobene und zerscherte Falten. In diesem Sinne wurde auch Profil 7 (Taf. XII) konstruiert. Speziell hinzuweisen ist auf die in dieser Gegend sehr augenfällige Disharmonie der Tektonik. Die Eigentektonik des Keuper-Lias-Opalinuston-Komplexes repetiert sich wahrscheinlich nur zum geringen Teil im Muschelkalk und wiederholt sich nicht im darüberliegenden Haupttrogenstein. In grossen Zügen gesehen lassen sich folgende Strukturen ausscheiden:

α Keuper-Lias-Opalinuston-Schuppe S Asperstrihen bis gegen Aesch

Zwischen dem Muschelkalk der Bernhalden im S und der Doggertafel des Asperstrihen-Herzberg lässt sich diese Zone als schmales Band beobachten. Im E, d.h. in der Gegend der Staffelegg, wird diese Schuppe selbst nochmals von einer südlicheren, im Keuper sich abspielenden Aufschiebung überfahren.

Im westlichen Teil zeigt diese Schuppe verkehrte Lage und kann deshalb als aufgeschleppter S-Schenkel der ursprünglichen Asperstrihen-Herzberg-Mulde interpretiert werden. AMSLER (1915, p. 401) und BAUMER (1957, p. 57) bestreiten für die östliche Fortsetzung wegen der normalen Lagerung der Serie den Charakter eines mitgerissenen S-Schenkels mit Recht.

β Antiklinale von Brunnenmatt - Hühle

Unter der normalen Schichtabfolge des Herzbergs taucht in der Gegend des Staffelegg-Baches, S Brunnenmatt, steil unter dem Opalinuston gegen E ein Gewölbe im Lias auf, das z.T. bis in den Keuper erodiert ist. Sein Ende gegen Osten kann nicht beobachtet werden.

γ Zone W der Chrinnenflue

Finden wir W des Baches eine normale Schichtfolge vom Hauptmuschelkalk des Asperzuges bis zum Haupttrogenstein des Herzbergs, so treten E des Baches, im Liegenden der Chrinnenflue, tektonische Komplikationen im Zusammenhang mit der SE streichenden Aufschiebung des Asper-Muschelkalkzuges auf. Ohne erkennbare Fortsetzung W des Baches zeigt sich hier eine vom Opalinuston bis in den Keuper aufgeschlossene Antiklinale, die in ihrem Scheitel zerschert und mit dem N-Schenkel auf den Unteren Dogger des N-Schenkels der Synklinale der Chrinnenflue aufgeschoben ist.

l "Synklinale" Asperstrihen - Herzberg

Als entsprechende Bildungen zu der p. 115 besprochenen Synklinale von Mülacher - Buech, lässt sich der Muschelkalk dieses nur bedingt als Mulde zu bezeichnenden Komplexes S und SE

Oberhof bis in die Gegend S Strihen konstant verfolgen. Mit einem leichten S- bis SE-Fallen folgen darüber die Schichten bis zum oberen Dogger im Gebiet Asperstrihen - Herzberg. Der S-Schenkel dieser Tafel ist nicht zu sehen; an seiner Stelle liegen die Schuppen der Einolte - Aemmet - Bernhalden. Andeutungen einer Synklinalform beobachtete BAUMER (1957) im Muschelkalk W Einolte und im Haupttrogenstein S Mittlisberg. Wie weit an diesem N-Fallen aber die im Süden folgende Aufschiebung mitschuldig ist, lässt sich nicht auseinanderhalten.

Kleine Transversalverschiebungen verstellen lokal den Lias auf Sännweid.

m Muschelkalkzug von Asp

Bereits auf dem Gipfel des Strihen, P. 866.7, zeigt der Muschelkalk ein ESE-Streichen, das sich gegen Asp in ein deutliches SE-Streichen entwickelt. Scheinbar normal die Unterlage der soeben besprochenen Platte bildend, zeigen einerseits dieses SE-Streichen und noch deutlicher die komplexen Verhältnisse der Staffelegegengend, dass wir es hier mit einem tektonisch anderen Element zu tun haben.

Von AMSLER (1915, p. 429 f) eingehend untersucht und theoretisch durchdacht, wurde von ihm das Muschelkalkvorkommen der Rischelen mit dem Asperzug in direkte Verbindung gebracht. MÜHLBERG (1908, p. 63) ordnete diesen Muschelkalk dem S-Schenkel seiner Gisliflue-Antiklinale zu, ohne dessen relativ hohe Lage zu erklären.

MÜRI (1959, p. 88) deutet die 35 - 40 ° südfallende Schichtfolge von Anhydritdolomit, Hauptmuschelkalk und Trigonodusdolomit der Rischelen ebenfalls als S-Schenkel des Acheberg - Gisliflue-Zuges, der auf den nordfallenden Unteren Dogger und Haupttrogenstein des überkippten N-Schenkels aufgeschoben liegt. Da E davon auch in topographisch tieferen Regionen der Muschelkalk nicht mehr auftritt, postuliert er ein rasches Abtauchen des Muschelkalkes und der Antiklinalachse gegen E. Dies steht aber offenbar im Widerspruch mit den zu beobachtenden Verhältnissen, die ein Achsenabtauchen erst in der Aaregengend zeigen.

Nach unserer Meinung liegen die Verhältnisse so, dass es sich beim Muschelkalk der Rischelen wohl um das Liegende der Schichtfolge von Homberg - Gisliflue handelt, also nicht um den Muschelkalk des Asperzuges, dieses Auftauchen des Muschelkalkes tektonisch aber nur damit zu erklären ist, dass das SE-Element des Asperzuges den verscherten, W-E streichenden Kern der Gisliflue-Antiklinale schief quert und damit lokal diesen Muschelkalk aufbranden lässt.

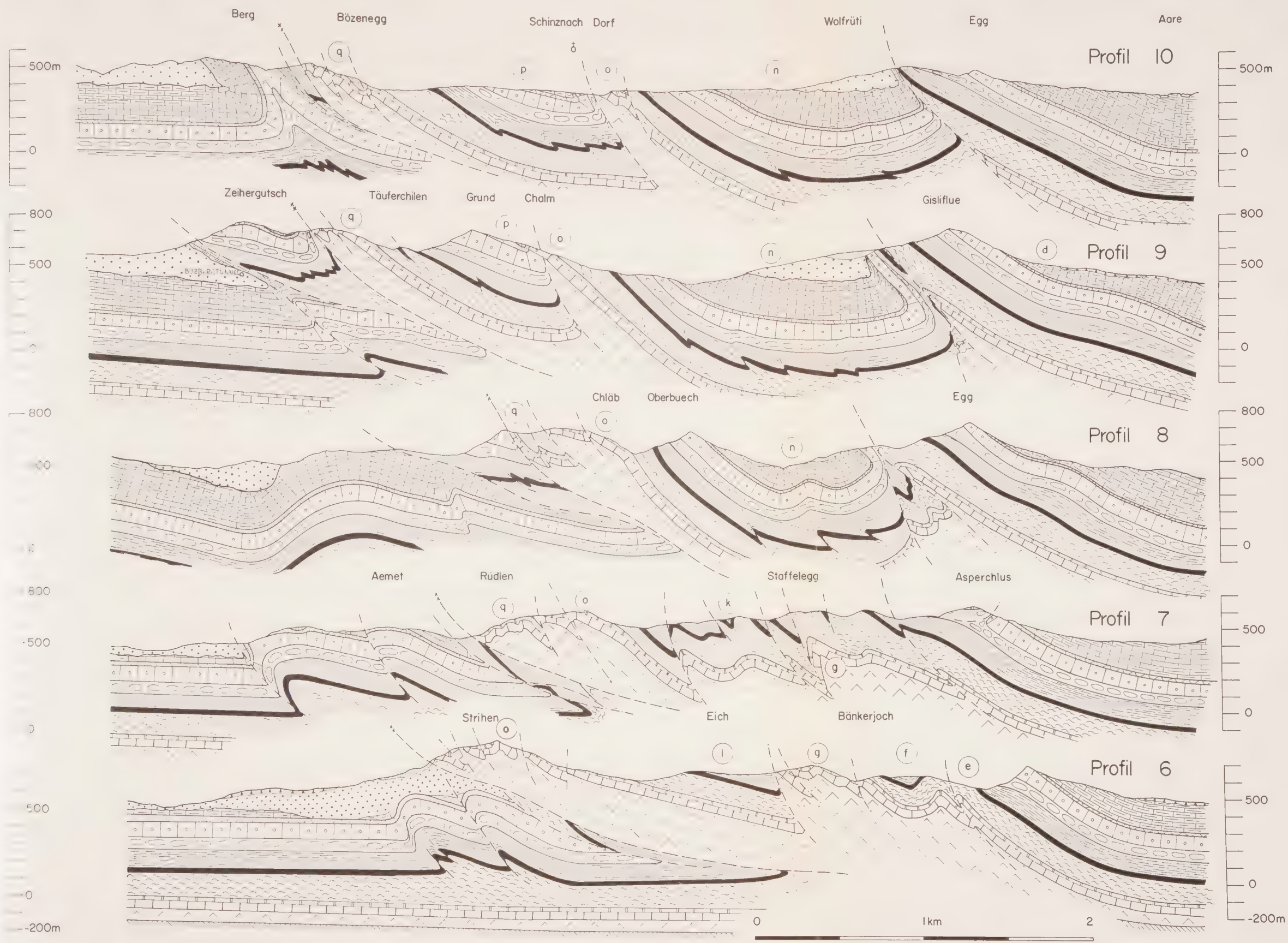
n Thalheimer-Synklinale

SE des Strihen drängt sich aus der Schuppenzone das Liegende des N-Schenkels dieser Mulde ab. Den Muschelkalk des N-Schenkels werden wir im folgenden Abschnitt kurz betrachten. Die normale Schichtfolge darüber reicht im Kern E Thalheim bis ins Tertiär. Durch den Asperzug wird das W-Ende dieser Mulde quer abgeschnitten, und W der Chrinnenflue stellen sich aus dem Zusammenspiel beider Elemente die p. 127 beschriebenen Komplikationen ein. ZIEGLER stellte im ausstreichenden Dogger der Chrinnenflue mehrere mehr oder weniger N-S laufende Querstörungen fest, deren wichtigste in der tektonischen Karte (Tafel X) berücksichtigt wurden.

Der S-Schenkel erweist sich im Gegensatz zum N-Schenkel tektonisch intensiv beansprucht und umgestaltet.

ZIEGLER (p. 56) glaubt im NE-Fallen des westlichen Chrinnenfluesüdschenkels ein Indiz für eine vorher vorhanden gewesene NW-SE-Struktur zu finden, die in einer späteren Faltungsphase von einem mehr aus S erfolgten Schub reaktiviert wurde.

Die Verhältnisse des S-Schenkels im Gebiet der Rischelen wurden bei AMSLER (1915, p. 429f) betrachtet und sind von MÜRI (p. 88) nochmals beschrieben worden. S Thalheim bei Gländ, zugleich als N-Schenkel der überkippten und oberflächlich im Keuper ausgescherten Gisliflue-Antiklinale, wurde der überkippte, S-fallende Haupttrogenstein des S-Schenkels der Mulde selbst aufgeschoben. Gegen E wurden die Effingerschichten beinahe ausgepresst, so dass lokal Haupttrogenstein direkt an Geissbergsschichten zu grenzen scheint. Die Ueberschiebungsweite nimmt gegen Osten noch zu, und die Mulde wird vom N-Schenkel der südlichen Antiklinale immer mehr überfahren. Wie MÜRI feststellte, ist S Grueb Lias, S Fäl der stark reduzierte Keuper auf Tertiär überschoben. E Sulzmatt erreicht die Ueberschiebung ihr Maximum und lässt Lias des S-Schenkels der hier völlig ausgescherten Antiklinale an Malm des überkippten Muldensüdschenkels grenzen. MÜRI (p. 89 und Profil 8) vermutet, dass S Rain schlussendlich direkt Haupttrogenstein des S-Schenkels an Malm



Tafel XII Tektonische Profile Ost

des N-Schenkels der Antiklinale, resp. des S-Schenkels der Mulde grenzt.

Bedingt durch das SE-streichende Element der Chalm wird in der Gegend SW Schinznach Dorf das ursprüngliche W-E-Streichen des Synklinalnordschenkels in ein ESE-Streichen abgedrängt, unter gleichzeitiger Reduktion des Keupers.

o Schuppenzone Strihen - Würz - Chalm

AMSLER (1915, p.309) erkannte als erster Beobachter den komplexen Bau des Strihen und betonte, dass die am W-Strihen beobachtbaren Verhältnisse gegen E nicht verfolgt werden können.

BAUMER (p.58) interpretiert den Aufbau des W-Strihens, des sog. Strihengupfs, als zwei auf den Mergeln der Anhydritgruppe schwimmende Synklinalen. Die nördliche Partie kann meiner Meinung nach nicht als Mulde, sondern muss als System von zwei Schuppen interpretiert werden, wobei der deutliches S-Fallen zeigende südliche Muschelkalk durch den nachbrandenden Teil des Strihengupfs auf den N davon gelegenen Komplex von Hauptmuschelkalk und Trigonodusdolomit überschoben wurde, (vgl. Profil 6, Taf. XII).

Der bei P.725 - am sog. "Wiweggupf" - liegende Synklinalrest lässt sich nicht klar einordnen, und es muss dahingestellt bleiben, ob sein Vorkommen tektonisch bedingt oder als auf der Anhydritgruppe abgeglitten zu interpretieren ist. Jedenfalls scheint dieses nördlichste Element gegen E auszuweichen und ist zuletzt als Schuppe SE Densbüren als Hangendes der dort zutage tretenden aufgeschobenen Massen anzutreffen.

Die Mulde des W-Strihens setzt sich - durch Querbrüche versetzt und nicht konstant verfolgbar - weiter gegen E fort. E des Strihengipfels, P.866.7, verschuppt sich der Muschelkalk: die eine Virgation bildet den besprochenen Muschelkalkzug von Asp, die andere streicht südlich P.654.9 - wo sie sich nochmals verschuppt - durch und entwickelt sich zu den beiden Muschelkalkschuppen der Würz.

Der N-Schenkel der Mulde vom W-Strihen - an einem Querbruch SSE Ofenbüel in seinem E-Teil relativ nach S versetzt - zieht über P.654.9 gegen E und bildet bei Rüdlen und Peretsrainhalden den N-Rand des Faltenjura.

Die beiden südlicheren Schuppen, von denen die südliche den N-Schenkel der Thalheimer-Synklinale bildet, ziehen über Würz gegen Chalm. S Rüdlenhöf stösst der Muschelkalk der südlichen Schuppe auf Trigonodusdolomit der nördlichen, welcher zwischen den Punkten 782.6 und 801 auf Würz vom Muschelkalk der südlichen Schuppe beinahe ganz überfahren wird, so dass dort der Hauptmuschelkalk der beiden Schuppen tektonisch kaum mehr zu trennen ist. Im Aelmhard liegt die nördliche Schuppe leicht muldenförmig aufgebogen. Eine wohl ausgebildete Synklinal-Antiklinalform konnte ZIEGLER (p.57) bei Eich nachweisen: der Muschelkalk des südlichen Teils dieser Zone biegt antiklinal auf und bildet mit dem N-Schenkel dieses angedeuteten Gewölbes mit der nördlichen Schuppe eine bis in den Trigonodusdolomit erhaltene, nicht sehr tief greifende Mulde. Dieses Ausheilen hält gegen E an, so dass bereits WSW Chalm nur noch ein einziger Muschelkalkzug - der eigentliche N-Schenkel der Thalheimer-Synklinale - vorhanden ist. Oestlich Chalm versetzt eine Querstörung den E-Teil leicht nach N, und gleichzeitig setzt unvermittelt das ausgeprägte Abbiegen aus der W-E-Richtung in ein SE-Streichen - das sich bis in die Chestenberggegend verfolgen lässt - ein.

p Grund - Birrfeld-Synklinale

Die von PAPADOPOULOS (p.38) als Vogelsangsynklinale benannte Mulde erscheint in ihrem N-Schenkel bereits SE Densbüren. Als eigentliche Synklinalform mit entwickeltem S-Schenkel tritt dieses Element jedoch erst N Chalm im Haupttrogenstein auf und öffnet sich gegen E. N Schinznach Dorf vermuten wir im Kern - mit Moräne bedeckt - als Jüngstes Effingerschichten. Der S-Schenkel ist durch die Chalm-Aufschubung steilgestellt worden.

Die im W asymmetrische Form dieser Mulde entwickelt sich, bedingt durch das SE-Abweichen der Chalm gegen den Chestenberg, gegen E zur weiten Synklinale des Birrfeldes.

Der Muschelkalk des N-Schenkels streicht nach der oben beschriebenen Entwicklung S Densbüren - hier relativ flach dem Tafeljura aufgeschoben - im westlichen Teil als bis in den Keuper reichende Folge bis in die Gegend von Chillholzweid generell W-E.

ZIEGLER (p.60) beobachtete das scheinbar kontinuierlich erfolgende Aufrichten des Muschelkalkes bis in die Gegend von Hinterlinden, wo die Schichten ein S-Fallen von 50 - 60 ° aufweisen.

Dies dürfte jedoch nicht der Ausdruck einer allgemein steiler werdenden Ueberschiebungsbahn, sondern einer durch den Widerstand der gegen E mächtiger entwickelten aufgeschobenen Massen bedingten oberflächlichen Steilerstellung sein.

E Hinterlinden bleibt der Muschelkalk in der Tiefe, so dass direkt Keuper des N-Schenkels der sich im E entwickelnden Grundmulde an Hauptrogenstein der aufgeschobenen Massen stösst. Im Gebiet S Dreierberg kompliziert sich der Bau des N-Schenkels und wird im folgenden Abschnitt betrachtet.

q Schuppenzone Dreierberg - Bözenegg

α Ueberschiebungszone Buechmatt - Bözghalden

Sowohl ZIEGLER als auch PAPADOPOULOS schlossen aus der abnormen Mächtigkeit des Keuper um Buechmatt auf das Vorhandensein von tektonischen Störungen. ZIEGLER (p. 59) stellte eine solche Verschuppung am Hohlweg vom Aelmhard gegen Buechmatt - Möseren fest, wo Schilfsandstein auf Gansingerdolomit aufgeschoben liegt.

Auf der geologisch-tektonischen Karte (Tafel X, im Anhang) als Weiterentwicklung dieser Aufschiebung gedeutet wurde die Verschuppung von Keuper auf Lias zwischen Buechmatt und Teuferschilen, die sich weiter gegen E in immer tieferen Horizonten zeigt, S Vor Rohr Trigonodusdolomit auf Keuper und N Bözghalden Hauptmuschelkalk auf Trigonodusdolomit zu schieben scheint.

β Muschelkalkzone Dreierberg - Winstel

Nachdem das NE-Streichen östlich P. 728, S des Hombergs, wieder in die W-E-Richtung umbiegt, beginnt sich die bis dahin einfache Ueberschiebung, bedingt durch das Hinderniss der im N liegenden aufgeschobenen Massen, im Muschelkalk zu komplizieren. Wie die Kartierung von PAPADOPOULOS zeigt, ist N Buechmatt der N-Rand des Muschelkalkes antiklinal eingestülpt, und es zeigt sich im aufgebrochenen Scheitel lokal Material der Anhydritgruppe. Um Zimmeren wird der Muschelkalk z. T. verschuppt, so dass im N eine bis in den unteren Trigonodusdolomit erhaltene kleine Schuppe vorgelagert ist.

Ebenfalls ein gewölbeartiges Umbiegen zeigt der Muschelkalk N Vor Bär, das schon MOESCH und MÜHLBERG bei ihren Arbeiten für den Bau des Bözbergtunnels (Durchstich 1875) erkannt und verschieden interpretiert hatten. MÜHLBERG mass dieser Umbiegung nur sehr oberflächliche Bedeutung zu und berücksichtigte sie in seinem Bözbergtunnelprofil (1890) gar nicht, sondern zeichnete bis an die Oberfläche - im Kontakt mit den aufgeschobenen Massen des Linnerbergs - Anhydritgruppenmaterial. MOESCH hingegen sprach dieser Oberflächenbeobachtung tiefgründigere Konsequenzen zu und setzte sie in seinem Profil (in MÜHLBERG 1890) durch einen auf der Höhe des Tunneltracé stark ausgescherten, aber immerhin vorhandenen Muschelkalkschenkel in direkte Verbindung mit dem von ihm unter dem Linnerberg angenommenen Muschelkalk.

In ähnlicher Art interpretiert PAPADOPOULOS in seinen Profilen den oberflächlich sichtbaren Befund und zieht einen voll entwickelten, in ein S-Fallen überkippten, vom parallel einschliessenden S-Schenkel durch die Anhydritgruppe getrennten N-Schenkel bis weit unter die Tunnelspur. Zu dieser Darstellung glaubte er sich durch die Verhältnisse N Vor Bär berechtigt, wo N der lokal antiklinal ausgebildeten Muschelkalkpartie scheinbar normal Keuper (fossilführender Gansingerdolomit), Lias und darüber die normale Schichtfolge bis zum Malm auftritt (p. 41). Als Begründung verweist er ferner (p. 40), ohne die Literatur dazu anzugeben, auf ein Profil von AMSLER, das von uns nicht eruiert werden konnte. AMSLER soll dort zwei durch eine mächtige Anhydritzone getrennte Muschelkalkschenkel angegeben haben.

Diese Auffassung ist aber sicher irrig. Nach der Ueberprüfung von während der Renovation des Bözbergtunnels genau metriert geschlagenen, von Herrn Ing. A. GOLTA aufgesammelten Handstücken glauben wir mit Sicherheit behaupten zu können, dass auf dem Niveau des Tunnels kein antiklinaler Nordschenkel vorhanden ist und es sich bei der beobachteten Umbiegung N Vor Bär nur um eine oberflächliche Stauchung handelt. Stammen von km 39. 811 Mergel der Anhydritgruppe, so wurden bei km 39. 811, 08 bereits hellgraue bis beige grüne dolomitische Keupermergel angetroffen.

Ein weiteres Indiz für diese Ansicht liefern auch die von PAPADOPOULOS (p. 40) beschriebenen Verhältnisse E des Baches zwischen Vor Bär und Bözenegg, wo normal liegender Trigonodusdolomit von normal S-fallendem Muschelkalk überschoben wird. Diese Tendenz zur Schuppenstruktur entwickelt sich noch mehr E Bözenegg und im Gebiet des Winstel, wo PAPADOPOULOS

ausser der unter q α (p. 131) besprochenen Schuppe noch drei weitere Muschelkalkschuppen feststellen konnte; die nördlichste Schuppe trägt als Jüngstes Grenzdolomit.

D BEMERKUNGEN ZUM ABLAUF UND ZUR TEKTONISCHEN DEUTUNG DER JURAFALTUNG

Wie wir uns die Genese dieses Juraabschnittes beim heutigen Stand der Kenntnisse vorstellen, sei in diesem Abschnitt skizziert.

Eine erste Analyse und Zerlegung in einzelne Phasen unternahm AMSLER (1915) für das Gebiet der Staffelegg und beschrieb seine Vorstellung über den Verlauf des Juraschubes.

Dass Bewegungen im Juraabschnitt nicht nur während der eigentlichen postmiozänen Faltung stattgefunden haben, sondern dass mindestens seit dem Eozän Verstellungen erfolgt sind, ist seit längerer Zeit durch Untersuchungen erwiesen. Es sei deshalb im folgenden von einer präpliozänen und einer pliozänen Tektonik die Rede.

Z. T. wird heute angenommen, dass der Sockel - hier die Schichtfolge unter dem Hauptabscherungshorizont der Anhydritgruppe - im ersten tektonischen Abschnitt aktiv beteiligt war, sich hingegen bei der eigentlichen pliozänen Jurafaltung passiv verhielt. Es lässt sich deshalb nicht vermeiden, einige Worte über den Sockel zu sagen.

1. Probleme der Tektonik und der Oberfläche des Sockels

Für die Tektonik des Sockels während des Tertiärs kommt H. P. LAUBSCHER (1961, p. 222) zum Schluss, "dass der Jurasockel im wesentlichen eine in mehrere antithetische, schwach nach SE geneigte Zerrschollen zerlegte, relativ hochgelegene Plattform bildet. Diese ist grossenteils im Alttertiär entstanden und hat die Faltung ohne erkennbare Aenderungen überstanden".

Für eine Aussage über die Gestalt der Sockeloberfläche sind die Anhaltspunkte im Ostjura gering. Einerseits kann jedoch anhand von Diskordanzen auf Bewegungen vor der Faltung geschlossen werden (vgl. p. 134f), die aber kaum Schlüsse über das Verhalten des Sockels erlauben; andererseits lässt das heutige Bild des Ostjura darauf schliessen, dass Strukturen, die vor der Faltung als bis in den Sockel reichende Kippschollen bereits bestanden, ihren Einfluss während der Faltung nochmals zu manifestieren vermochten.

Eine wichtige Frage ist der Charakter der Mont Terri- oder Mont Terrible-Linie, also der Gegend des primären Aufschiebungskontaktes vom heutigen Tafel- und Faltenjura.

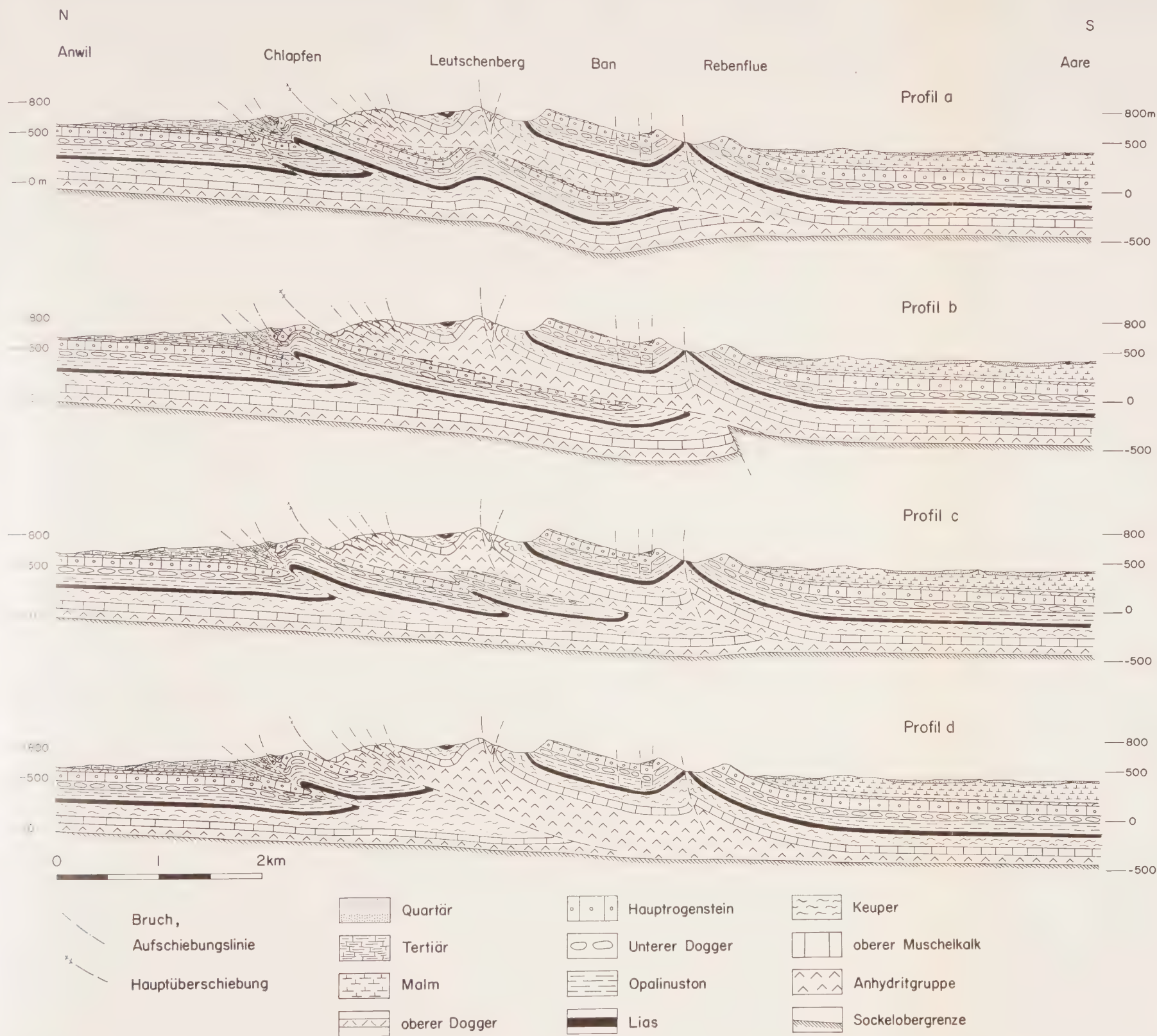
Besonders im Abschnitt Hauenstein-Aare wird diese Zone von verschiedenen Autoren als heterogenes Gebilde gedeutet. LAUBSCHER (1961, p. 232) beschreibt sie als eine "mehr oder weniger E-W verlaufende Anordnung von Störungen wechselnden Versetzungssinnes", von Brüchen oder Flexuren, und nimmt für den Osten des Jura eine tiefer liegende südliche Scholle an. Bei dieser Annahme kann es sich jedoch nur um eine durch vereinzelte Indizien gestützte Hypothese handeln, die zu bestätigen oder zu widerlegen geophysikalischen Untersuchungen vorbehalten bleiben wird. Es ist deshalb sehr zu hoffen, dass in Bälde durch koordinierte Zusammenarbeit der Institute die Lösung dieser komplexen Probleme an die Hand genommen wird, um damit von der spekulativen Hypothese zur reellen Betrachtung überleiten zu können.

Bei den jetzt möglichen theoretischen Konstruktionen sind es vor allem drei Faktoren, die als Unbekannte verschiedene Interpretationen erlauben.

a Konstanz der Schichtstärke

Normalerweise werden die tektonischen Profile auf Grund der im stratigraphischen Profil gemessenen Mächtigkeit konstruiert. Es wird also ein Idealzustand vorausgesetzt, ohne tektonisch bedingte mechanische Ausdünnungen oder Stauchungen in Rechnung zu ziehen. Dass solche Komplikationen auftreten, zeigten z. B. die Befunde des Hauensteinbasistunnels und des Bözbergtunnels; Beispiele liefert auch das Staffelegggebiet mit seiner disharmonischen Tektonik. Es fehlen aber Detailuntersuchungen im grösseren Rahmen, um Aussagen über das mechanische Verhalten der kompetenten und plastischen Schichten vor allem in Synklinal- oder Antiklinalformen machen zu können.

Ferner ist besonders im N-Teil des Kettenjura die Masse der aufgestauten Anhydritgruppe und damit die Obergrenze des überschobenen Tafeljura, wenn überhaupt, so nur sehr grob abschätzbar, da einerseits das Volumen und die Anhäufung der Anhydritmassen nicht berechnet werden kann, und



Tafel XIII Profilinterpretationen längs Ordinate 638 000

andererseits die Lage der Ueberschiebungslinie unbekannt ist. All diese Faktoren können je nach Interpretation Abweichungen in der Vertikalen des Profils und damit eine unterschiedliche Höhenlage der konstruierten Sockeloberfläche von nicht zu unterschätzendem Masse ergeben.

b Neigung des überschobenen Tafeljura

Dass der Tafeljura nicht, mindestens nicht überall, mit dem durchschnittlichen, bis 5° erreichenden S-Fallen unter den Kettenjura hineinzieht, zeigten eindrücklich die Beobachtungen im Hauensteinbasistunnel (BUXTORF, 1916), wo das Tertiär mit einem S-Fallen bis zu 25° angetroffen wurde. Dieser Umstand liess BUXTORF vermuten, dass der Tafeljura noch tief gegen S unter das Tunneltracé einsteche. Z.T. noch extremer liegen die Verhältnisse N Oltingen, wo im Malm lokal ein S-Fallen bis zu 65° beobachtbar ist (siehe Taf. IX, im Anhang). Wir müssen also für den überschobenen Tafeljura, in einem heute noch grossenteils unbekanntem Ausmass, mit differenziertem Fallen rechnen, was wiederum das Abschätzen der Sockeloberfläche erschwert.

c Lage und Form des Tafeljurasüdrandes

BUXTORF (1916, Taf. IV, Profil 1) lässt den Tafeljura vorerst mit dem im Tunnel beobachteten relativ steilen Fallen sich nach S bis unter den Dottenberg fortsetzen und dort mit einem entsprechenden N-Fallen nach S aufbiegen. Dadurch erhält er für die Sockeloberfläche eine muldenförmige Doppelflexur.

Bei Profilkonstruktionen im eigentlichen Untersuchungsgebiet zeigt es sich, dass mit Variationen der Verhältnisse des S-Endes des überschobenen Tafeljura die verschiedensten Sockelformen, von Flexuren mit tiefer liegendem N-Teil bis zum Gegenteil mit abgesenktem S-Teil konstruierbar sind. Die Möglichkeiten komplizieren sich noch, wenn man in Betracht zieht, dass eine Flexur nur eine Annahme ist, und es sich ebensogut um einfache oder gestaffelte Brüche mit entsprechendem Versetzungssinn handeln kann (vgl. auch Taf. XIII).

Ungeklärt und verschieden interpretiert ist auch die Lage des Tafeljurasüdrandes. MÜHLBERG (1892) vermutet - wie auch BUXTORF (1916), - dass der Tafeljura bis unter den S-Schenkel der Geissflue-Synklinale, ja bis in die Gegend des Gugen zurückreiche. AMSLER (1915, Profile) zeichnet den Muschelkalk des Tafeljura flach fallend bis in die Gegend des Herzbergs und der Chrinnenflue, während die sich disharmonisch dazu bewegten Schichten über dem Keuper längs einer listrischen Fläche bereits weiter im N schräg abgeschnitten sein sollen. M. ZIEGLER (1966, p. 475) lässt den Tafeljura bereits unter dem Strihen enden und füllt den Raum zwischen dem Hauptmuschelkalk des Faltenjura und dem Sockel mit Material der Anhydritgruppe. Damit erreicht er in der Gegend des Neue Wolf W der Staffelegg eine tektonisch bedingte Mächtigkeit der Anhydritgruppe von mehr als 600 m. Ein derart grosses Volumen halten wir für wenig wahrscheinlich, auch wenn man eine extreme Anhäufung der Anhydritgruppe in der Frontalzone des Faltenjura annimmt. Wird diese Hypothese von extremer Anhäufung der Anhydritgruppe nicht angenommen, so erzwingt die ebenfalls unkontrollierbare Alternativlösung zu postulieren, dass der Tafeljura, mindestens was den Hauptmuschelkalk betrifft, sehr weit unter den Faltenjura nach Süden reicht, was teilweise grössere Ueberschiebungsbeträge des Faltenjura mit sich bringt, als mit dem Oberflächenbefund festgestellt werden kann. Unserer Meinung nach ist am wahrscheinlichsten, dass der Tafeljura relativ weit nach Süden reicht, so dass die primäre Aufschiebungszone der Mont Terri-Linie eventuell in der Gegend der südlichen Randketten (Dottenberg - Gugen; Egg - Acheberg - Homberg - Gisliflue) angenommen werden muss (vgl. Profile, Tafel XI und Tafel XII). Auf Grund der Interpretation der Herkunft der aufgeschobenen Massen (p. 123 f) und wegen der Annahme, dass die Faltung im Tafeljura-bereich, d.h. in der Vorfaltenzone und in den "aufgeschürften Massen", nur im und über dem Keuper gespielt habe, muss jedoch damit gerechnet werden, dass im Ostjura zum grossen Teil der Tafeljurasüdrand nur noch im Muschelkalk bis an die Mont Terri-Linie reicht.

2. Präpliozäne Tektonik

R. GYGI (1961, unveröffentlichte Semesterarbeit) stellte am Südabhang des Chestenbergs Verstellungen fest, die im unteren Eozän, eventuell schon vor dem Eozän gespielt haben: auf leicht muldenartig deformierten Wettingerschichten mit durch Erosion wieder nivelliertem Niveau lagert diskordant Eozän, das also die Schichtbiegung des Malm nicht mehr mitmachte. 1961 (in HOFMANN

& GYGI, p.508) schliesst er aus dem Vorkommen von Malmblöcken und aufgearbeitetem Material der unteren Süsswassermolasse in der oberen Meeresmolasse auf eine weitere Hebung der Südflanke des Chestenbergs am Ende des Oligozän längs einer Störung, die parallel der Achse des heutigen Chestenbergs verlief, als Hebung des Südflügels und Kippung nach Süden.

Weitere, hier der Uebersicht halber kurz zusammengefasste Resultate lieferte E. VON BRAUN (1953) in seiner Arbeit im Gebiet des Hochrheins zwischen Zurzach und Eglisau:

- präaquitane Strukturen: Auflagerungen der Bolusformation auf verschiedenen Malmhorizonten; diskordante Transgression der unteren Süsswassermolasse über ein präexistierendes, tektonisch bedingtes Malmrelief.
- miozäne Strukturen: leichte Diskordanz zwischen unterer Süsswassermolasse und oberer Meeresmolasse als Folge einer Regressionsperiode vor der ersten OMM-Invasion; Verwitterungshorizont zwischen unterem und oberem Helvet, transgressives Uebergreifen des oberen auf das untere Helvet.

Abgesehen von den rheintalisch orientierten Vorgängen der Grabenbruchbildungen (vgl. p.109) zeigen sich auch im Tafeljura des westlichen Ostjura Anzeichen für präpliozäne Bewegungen.

Verwiesen sei nochmals auf den Befund des Hauensteinbasistunnels (BUXTORF, 1916), wo das Tertiär - beobachtbar auf einer Strecke von 200 m - diskordant auf einer SE fallenden Abfolge von Varians- bis Effingerschichten transgrediert.

Prätortone Verstellungen setzt auch die leicht diskordante Auflagerungsfläche des Tertiärs auf Variansschichten S Oltingen voraus (vgl. p.82), wo wir diesen Kontakt beim Reservoirbau der Gemeinde Oltingen 1963 beobachten konnten (vgl. auch STUMM, p.196).

Auch die Schüttung der tortonen Juranagelfluh deutet auf eine Hebung des Schwarzwaldgebietes im grösseren Stil hin, die ein nach S gerichtetes Entwässerungsnetz zur Folge hatte, das als Erosionsprodukt die Juranagelfluh fächerartig schüttete.

3. Pliozäne Tektonik

Im Gegensatz zu den Verhältnissen im Westjura, wo besonders H. LINIGER (1964) in sehr schöner Weise im Gebiet der Ajoie durch das Vorkommen von pliozänen Ablagerungen (Vogesensande, Vogesenschotter, Sundgauschotter) die pliozänen Phasen der Jurafaltung zu datieren vermochte, fehlen im Ostjura pliozäne Sedimente. Eine Datierung im eigentlichen Sinne ist deshalb ausgeschlossen. Hingegen könnte man, wäre ein Auseinanderhalten von einzelnen Phasen und das Erfassen der Stärke der einzelnen Vorgänge in mechanischer Hinsicht möglich, in Analogieschluss an die datierten Phasen im W mindestens eine relative Parallelisierung vornehmen.

Vorderhand sind aber die Kenntnisse noch zu gering, so dass wir uns im folgenden auf den absolut-chronologisch nicht fixierten Ablauf der tektonischen Bewegungen beschränken wollen. Auffallend ist es, dass in der frontalen Schuppenzone nur Muschelkalk bis Trigonodusdolomit oder Keuper erhalten ist. Es stellt sich die Frage, wann die ursprünglich darüberliegenden Jura- und Tertiärschichten durch die Erosion entfernt worden sind.

Im Prinzip sind drei Möglichkeiten denkbar:

1. Erosion nach der Ueberschiebung. Die Anhäufung von Muschelkalkschuppen wäre damit als disharmonische Spezialtektonik der relativ kompetenten Serie des Oberen Muschelkalkes zwischen den plastischen Massen der Anhydritgruppe und des Keupers zu erklären.
2. Sukzessive erosive Entlastung während der Ueberschiebung. In diesem Falle könnte mindestens die letzte Bewegung der Muschelkalkschuppen schon unter geringer Belastung erfolgt sein.
3. Teilweise Erosion der Jura- und Tertiärschichten schon vor der Aufschiebung. Eine solche Hypothese würde allerdings voraussetzen, dass schon vor dem Einsetzen der Ueberschiebung eine starke Heraushebung an der Mont Terri-Linie stattgefunden hätte, mit Hebung des südlichen Paketes um eventuell mehrere hundert Meter. Konkrete Anhaltspunkte für einen so bedeutenden Sockelsprung können beim heutigen Stand unserer Kenntnisse nicht beigebracht werden.

Bei der völligen Abwesenheit von klastischen syntektonischen ("pontischen" und pliozänen) Sedimenten im östlichen Jura kann kein Beweis für die eine oder andere These gefunden werden.

Eine Interpretation, dass die Jura- und Tertiärschichten der heutigen Schuppenzone bei der Ueberschiebung abgeschert, nordwärts geglitten und z. T. überfahren worden seien, entbehrt mindestens für diesen Abschnitt des Jura jeder Grundlage.

Schon beim Betrachten der topographischen Blätter und noch mehr einer tektonischen Karte stechen im Ostjura zwei markante Strukturen ins Auge: einmal die mehr oder weniger W-E strei-

chende Hauptrichtung, andererseits die aus der Muschelkalkschuppenzone sich ablösenden, generell WNW-ESE streichenden Elemente, die mehr oder weniger regelmässig das tektonische Bild des Ostjura zerschneiden. Schon A. MOUSSON (1840, p.81) fiel dieser Umstand auf. Als Ursache dieser WNW-ESE- bis NW-SE-Strukturen lassen sich zwei Möglichkeiten anführen:

1. Wie verschiedene Autoren vermuten, bildete sich während der Faltungsperiode infolge Stabilisierung und erhöhten Widerstandes im Norden ein Fixpunkt am Ostende der Juraketten, der z.B. von AMSLER am Ostende der Lägern angenommen wurde. Bedingt durch diesen Angelpunkt wären als Folge der dadurch entstehenden Rotation die SE-Strukturen entstanden.
2. Die Ursache dieser Strukturen liegt in präexistente Störungen in Form von gegen SE gerichteten Kippschollen, die in ihrer Anlage älter sind als die Faltung. Altersmässig dürften diese bis in den Sockel reichenden Verstellungen in direktem Zusammenhang stehen z.B. mit den von GYGI (1961) beobachteten miozänen Diskordanzen an der Südflanke des Chestenbergs.

Unter Annahme der zweiten Interpretationsmöglichkeit (Diskussion vgl. p.137) sei versucht, rein hypothetisch in grossen Zügen den bewegungsmässigen Ablauf der Faltung im Ostjura zu skizzieren. Wir vermeiden es, einzelne Phasen zu trennen, sondern gliedern den Ablauf einzig anhand tektonischer Kriterien.

a Einsetzen der Schubwirkung. Noch keine Ueberschiebung längs der Mont Terri-Linie. Embryonale Andeutungen von Gewölben und Mulden im nachmaligen Kettenjuraabschnitt. Der Schub wirkt sich auch im heutigen Tafeljuragebiet aus und entwickelt parallel zur wahrscheinlich komplexen späteren Aufschiebungslinie die Anlagen der tafeljurassischen Vorfalten. Diese Tektonik scheint sich im Tafeljuragebiet nur in und über dem Keuper abgespielt zu haben. Dies könnte ein Indiz dafür sein, dass schon vor Beginn des Schubes die Partien im S der Mont Terri-Linie infolge Kippung gegen Süden relativ hoch lagen, so dass N der Störungslinie Keuper auf derselben Höhe gelegen hätte wie der Obere Muschelkalk südlich davon.

b Auf- und Ueberschiebung längs der Mont Terri-Linie. Mindestens lokal scheinen die Verhältnisse im Nordteil der Aufschiebungslinie so gewesen zu sein, dass ganze Partien des Tafeljurasüdrandes abgeschert und vor der Stirn des Faltenjura gegen N geschoben wurden (vgl. p.123 f). Diese Abscherung scheint sich als listrische Fläche nur im Keuper und den höheren Schichten vollzogen zu haben.

Parallel zu diesem Ueberschiebungsprozess entwickelten sich die bereits angelegten W-E Antiklinal- und Synklinalanlagen weiter.

c Als Auswirkung der bis in den Sockel reichenden, präexistenten WNW-ESE-Strukturen wurden achsial parallel zu ihnen die Schichten antiklinal gehoben und dadurch die bereits bestehenden W-E-Elemente zerschnitten.

Der Nordrand des Kettenjura dürfte zu diesem Zeitpunkt bereits seine heutige Lage erreicht, die Vorfalten noch mehr aufgewölbt, sie z.T. überfahren und zerschert oder ihre Achsen schiefgestellt haben.

Auch das Gleitmaterial (Keuper) der aufgeschobenen Massen dürfte im Laufe des Nordtransportes ausgequetscht worden sein, so dass diese Komplexe - blockiert auf dem Tafeljura liegend - teilweise vom Faltenjura überbrandet wurden.

d Im letzten Abschnitt des Schubvorganges wurde der Muschelkalk der Schuppenzone vollends verbogen und verschuppt. Die primär antiklinalen ESE-Strukturen wurden z.T. zerrissen und aufgeschoben. Die dadurch zerschnittenen W-E-Elemente bewegten sich relativ zueinander nochmals gegen Norden. Die bis in den Muschelkalk reichenden südlichen Aufschiebungen prägten für die nördlich davon gelegenen Synklinalen die heutige rhombische Form. Diese Rhombenmuster werden im N begrenzt durch die Schuppenzone, im S durch ebenfalls W-E laufende sekundäre Muschelkalkaufschiebung, im SW und NE durch die ESE gerichteten Strukturen.

Zusammen mit diesen Vorgängen scheinen sich die südlichen Randketten aufgeschoben zu haben. Sie überfahren z.T. ältere Strukturen und wurden dadurch teils deutlich in ihrem Verlauf geprägt. So interpretieren wir das scharfe SE-Abbiegen der Gugenantiklinale als Ausdruck der vom Leutschenberg her abzweigenden Rützmatt-Struktur (vgl. p.125).

Die Flexur S Lostorf - N Niedergösgen, ebenso die Antiklinale des Born, der an seinem Ostende wie der Gugen ein deutliches Abbiegen gegen SE zeigt, sind Wirkungen der finalen Schubphase.

Eventuell bereits in diesem letzten tektonischen Abschnitt setzten sich infolge Steilerstellung des nördlichen Vorlandes und gefördert durch die fortgeschrittene Erosion im S die Doggerpakete

zwischen Burgflue und Ban, des Stellirains SE Rohr (vgl. p. 120) und zwischen Geissflue und Wasserflue (vgl. p. 126) als Kollaps-Strukturen auf Opalinuston oder den Mergeln des Unteren Dogger gleitende Massen gegen Süden in Bewegung.

Im Gegensatz zu dieser Darlegung postulieren einige Autoren (z. B. R. TRÜMPY, 1966, p. 182) für die WNW-ESE-Strukturen ein generell jüngeres Alter als die E-W streichenden südlichen Randkettenelemente. Mir scheint aber, dass auf Grund einiger Indizien der dargelegten, bereits von ZIEGLER (1958, p. 56) angedeuteten Interpretation der Vorzug zu geben ist. Einige Beweggründe seien genannt:

- In der Gegend N des Ostgugens entzieht sich die ESE-Struktur Leutschenberg-Rütmatt der Beobachtung, d. h. sie wird von der Gugen-Antiklinale überfahren und manifestiert sich nur noch im scharfen Abbiegen des Gugenostendes.
- Die ursprünglich zusammenhängenden Teile der Synklinaltafeln verhalten sich W und E der sie zerschneidenden ESE-Strukturen verschieden. Der jeweilige Ostteil erscheint heute, bedingt durch eine Schubwirkung nach der Zerteilung, relativ zum Westteil weiter nach N verschoben. Dies ist damit zu erklären, dass die bestehende ESE-Struktur den W-Teil verriegelte, d. h. einen weiteren Nordschub verunmöglichte, so dass sich die Schubwirkung als Kompression in den inkompetenten Schichten, vor allem im Keuper, auswirken musste (z. B. N Ban, SE Bänkerjoch, N Herzberg und SSW Schinznach Dorf).
- Die Verhältnisse am Chestenberg glaubt GYGI (1961, unpubl. Karte und Profilserie) so interpretieren zu müssen, dass die steilstehende - der gegen ESE streichenden Chalm-Struktur entsprechende - Aufschiebung durch die jüngere, flachliegende Ueberschiebung der südlichen Randkette, als Aequivalent des Gisliflue-Zuges, abgeschnitten und überfahren wird.

Wie verschiedentlich angedeutet, sprechen wir unserer Darlegung des Ablaufes der Faltung im Ostjura nur hypothetischen Charakter zu. Denn einerseits fehlen uns im Ostjura zur altersmässigen Fixierung von Phasen der pliozänen Tektonik die stratigraphischen Beweise, und andererseits muss mit Hypothesen operiert werden, die so lange fraglich und diskutierbar bleiben, bis wir dank geophysikalischer Daten bessere Grundlagen für die Deutung und Erklärung der Genese des Jura schaffen können.

LEBENS LAUF

Am 14. Januar 1937 wurde ich, Franzjosef Gsell, Bürger von Oberrohrdorf AG, Sohn des Eugen († 1955) und der Maria, geb. Egloff, in Lenzburg AG geboren, wo ich auch die Primar- und Bezirksschule durchlief. 1952 folgte der Wechsel ans Gymnasium in Einsiedeln SZ, das ich 1957 mit der Maturität, Typus A, wieder verliess.

Anschliessend immatrikulierte ich mich im Wintersemester 1957/58 an der Abteilung X (Naturwissenschaften) der Eidgenössischen Technischen Hochschule in Zürich. Nach Militärdienst während des Sommersemesters 1958 wechselte ich im Herbst 1958 an die Philosophische Fakultät II der Universität Zürich.

1961 wurde die vorliegende Dissertation unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. R. Trümpy begonnen. In den Jahren 1964 bis 1966 arbeitete ich neben dem Studium als Assistentgeologe bei Herrn PD. Dr. H. Jäckli, Zürich, 1967 bei Herrn PD. Dr. A. von Moos.

Im Laufe meines Studiums besuchte ich Vorlesungen bei den Herren Dozenten:
H. Boesch, H. Burla, C. Burri, E. Dal Vesco, F. De Quervain, A. Gansser, F. Gassmann, M. Grönenfelder, W. Guyan, E. Hadorn, R. Hantke, H. Hediger, C. Helbling, F. Hoffmann, H. Jäckli, E. Kuhn-Schnyder, E. Kündig, F. Laves, W. Leupold, R. Nevanlinna, R. Parker, G. Schwarzenbach, E. Specker, A. Schulz, F. Slowik, H. Steiner, H. Suter, K. Suter, R. Trümpy, H. Ulrich, A. von Moos, H. Wanner, M. Weibel, E. Wenk und B. Ziegler.

Der Holderbank-Stiftung zur Förderung der wissenschaftlichen Fortbildung in Holderbank und der Gips-Union AG in Zürich sei für ihre Beiträge an die Druckkosten dieser Arbeit bestens gedankt.

